

Восточно-Казахстанский Государственный технический университет
им. Д. Серикбаева

УДК 553.42

На правах рукописи

МАТАЙБАЕВА ИНДИРА ЕДЫЛЕВНА

**Закономерности формирования, условия размещения и
прогнозно-поисковые критерии оценки перспектив
месторождений редких металлов и редких земель
Восточного Казахстана**

6D070600 – Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
доктора философии (PhD)

Научные консультанты:
д.г.-м.н., профессор
Академик НАН РК
Дьячков Б.А.

Доктор PhD,
Музей Естественной
Истории (Великобритания)
Долгополова А.

Республика Казахстан
Усть-Каменогорск, 2017

СОДЕРЖАНИЕ

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ	3
ВВЕДЕНИЕ	4
1 СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ НА РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	10
2 ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА	14
2.1 Геотектоническое и металлогеническое районирование	14
2.2 Глубинное строение	16
2.3 Структурные этажи	18
2.4 Основные рудоносные структуры и продуктивные геохронологические уровни	18
3 ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА	24
3.1 Эпимагматический ниобий-цирконий-редкоземельный тип	24
3.2 Пегматитовый тип	30
3.3 Альбитит-грейзеновый тип	65
3.4 Скарново-карбонатно-грейзеновый тип	71
3.5 Грейзеново-кварцевожильный тип	77
3.6 Гидротермальный тип	82
4 ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ	89
4.1 Шульбинский участок	89
4.2 Апогранитный участок	91
4.3 Ново-Ахмировский участок	97
4.4 Рудопроявление Караузек	103
4.5 Участок Торт-Калмак- II	107
5 ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НА РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ	109
5.1 Критерии прогнозирования	110
5.2 Методика качественного прогнозирования	115
5.3 Научно-практические рекомендации	123
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	136
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	139

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

БА - Большой Алтай
КНП – Калба-Нарымский пояс
РА - Рудноалтайский пояс
ВМ – Верхняя мантия
ЗК – Земная кора
РЭМ - растровый электронный микроскоп
ICP-MS - Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой
РЗЭ – редкоземельные элементы
МТЗ – Метод магнитотеллурического зондирования
МОВЗ – Метод обменных волн землетрясений
ГСЗ - Глубинное сейсмическое зондирование
М – граница Мохоровичича
К – граница Коунрада

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований определяется возросшей потребностью на мировом рынке редких и редкоземельных металлов, которые широко используются для изготовления специальных сплавов, и машиностроении и приборостроении, при производстве продуктов высоких технологий и в других отраслях промышленности. Особенно остро в Восточном Казахстане стоит проблема в необходимости возрождения редкометалльной отрасли и обеспечения сырьем действующих предприятий: «АО Ульбинский металлургический завод (АО УМЗ)», ТОО «Иртышская редкоземельная компания (ИРЗК)» и другие производства.

На современном уровне исследований возникла острая необходимость разработки новых технологий прогнозно-поисковых работ с целью открытия новых месторождений, скрытых на глубине и погребенных под чехлом рыхлых отложений. Среди благоприятных факторов контроля оруденения ведущее значение придается минералого-геохимическим критериям и предпосылкам для прогнозирования и поиска редкометалльных объектов.

Цели и задачи исследования. Целью исследования является научное обоснование укрепления и развития собственной минерально-сырьевой базы для редкометалльного производства в Восточно-Казахстанском регионе. Объекты исследования Калба-Нарымская зона и отдельные районы Иртышской зоны, Западной Калбы и Жарма-Саура.

Задачами исследования являются:

1. Изучение геотектонической позиции и внутреннегостроения гранитных поясов Восточного Казахстана.

2. Уточнение закономерностей формирования и размещения ведущих геолого-промышленных типов редкометалльных и редкоземельных месторождений в геологических структурах региона с оценкой их практической значимости.

3. Выполнение аналитических исследований по изучению вещественного состава рудовмещающих пород и рудных тел на макро- и микроуровне типовых редкометалльных месторождений (Бакенное, Ново-Ахмировское и Верхне-Эспинского).

4. Разработка критериев оценки потенциальной рудоносности гранитоидов кунушского (C_3), калбинского (P_1), монастырского (P_{1-2}) и керегетас-эспинского (P_2-T_1) на основе выявленного комплекса региональных геотектонических, геолого-структурных, петрохимических и минералого-геохимических данных.

5. Прогнозная оценка перспектив изученной территории на редкометалльно-редкоземельное оруденение, разработка научно-практических рекомендаций по направлению дальнейших прогнозно-поисковых работ.

Фактический материал и методы исследования.

В основу работы положены материалы, полученные автором за период 2012-2017 гг. в результате выполнения полевых экспедиционных работ по

проектам кафедры «Геология и горное дело» ВКГТУ им. Д. Серикбаева по темам:

1) «Новая технология прогнозирования и поиска скрытых золоторудных и редкометалльных месторождений на основе рудно-петрологических и минералого-геохимических критериев (Восточный Казахстан)» (2011-2016 гг.). Грант по договору АО НАТР № 403 от 23 декабря 2011 г. И дополнительное соглашение от 01 ноября 2013 г.

2) Научное обоснование развития и создания собственной минерально-сырьевой базы редких и редкоземельных элементов в Восточном Казахстане (2013-2015 гг.). Грант по договору с Комитетом науки МОН РК № 7 (по договору № 797 от 01 октября 2013 г.).

3) «Системный металлогенический анализ щелочного магматизма и редкометального оруденения северных отрогов Тарбагатай (месторождения Верхнее Эспе, Ийсор, Сандыктас, Кызылсай, Северное, северная часть Акжайлыутасского массива и ближайшие редкометалльные проявления)». Грант по договору с Комитетом науки МОН РК № 0736 ГФ/4.

В ходе полевых работ выполнялись геологические маршруты, производилось поисково-ревизионное обследование типовых редкометалльных месторождений (Бакенное, Юбилейное, Ново-Ахмировское, Верхнее Эспе) и рудопоявлений (Траншейное, Кармен Куус, Апогранитное и др.) с отбором образцов и проб из рудовмещающих пород и рудных тел для выполнения различных видов лабораторных исследований (268 образцов и проб). Также проводился отбор мономинералогических фракций породообразующих и рудных минералов (кварц, микроклин, альбит, мусковит, лепидолит, цветные турмалины, сподумен, берилл, танталит-колумбит и касситерит), всего около 100 фракций.

По ряду перспективных участков и объектов проводилась увязка собранных геологических материалов с результатами работ прошлых лет с целью уточнения критериев прогноза и поиска редкометалльных месторождений (Огневско-Бакенное, Асубулакское рудное поле, Ново-Ахмировское и другие).

Аналитические исследования выполнялись в основном в лаборатории инженерного профиля «ИРГЕТАС» ВКГТУ им. Д. Серикбаева. Для разбраковки геохимических аномалий и выявления элементов-индикаторов рудообразования использовался масс-спектрометр ICP-MS с индуктивно связанной плазмой, определяющий 73 элемента с высокой чувствительностью (аналитик С.Н. Полежаев). Изучение рудного вещества и породообразующих минералов производилось на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV (аналитики А.Б. Садибеков, А.В. Русакова). Для определения состава рудных минералов применялся рентгенофлуоресцентный спектрометр СРВ-1М (аналитик А.В. Забавская). Кроме того, лабораторные исследования выполнялись в Аналитическом центре института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск (атомно-абсорбционный, силикатный анализ, изучение

самородного золота и изотопные исследования стронция (аналитик Киселева В.Ю.)).

Часть химических анализов проводилась во время стажировки в Великобритании (г. Лондон), в сертифицированной лаборатории ALS в Ирландии. Анализы проводились на масс-спектрометре ICP MS с индуктивно связанной плазмой, определяющий 60 элементов с высокой чувствительностью.

Выполнялась обработка собранных геологических материалов и результатов лабораторных работ с составлением геологических карт и схем, компьютерной подготовки рисунков, графиков и диаграмм с использованием программ Microsoft Word, Microsoft Exel, CorelDraw, Mapinfo.

С теоретических позиций мобилизма осуществлялся анализ собранных материалов по глубинному строению, геодинамическому развитию и редкометалльной металлогении изучаемого региона. По комплексу региональных геолого-геофизических, рудно-петрологических и минералого-геохимических признаков и критериев уточнялись закономерности формирования и размещения ведущих геолого-промышленных типов редкометалльных и редкоземельных месторождений Восточного Казахстана с оценкой их перспектив в сопоставлении с известными мировыми промышленными типами редкометалльных месторождений.

Большое внимание уделялось уточнению генетической связи редкометалльного и редкоземельного оруденения с определенными геологическими формациями, гранитоидными комплексами и интрузивными фазами, сформированными в различных геодинамических условиях и обстановках. Производилось детальное изучение геологического строения и вещественного состава руд ведущих генетических типов месторождений: эпимагматического ниобий-цирконий-редкоземельного (Верхнее Эспе), редкометалльно-пегматитового (Бакенное, Юбилейное), скарново-карбонатно-грейзенового (Усть-Каменогорское), грейзеново-кварцевожильного (Чердоаяк). Особое значение придавалось характеристике и оценке перспектив нетрадиционного «внепегматитового» типа олово-танталового оруденения, связанного с альбитизированными и грейзенизированными апогранитами, предположаемого нового источника редких металлов (тип Алахи, Карасу, Ново-Ахмировский).

Разработка минералого-геохимических критериев прогноза производилась по результатам высокоточных методов электронной микроскопии с определением минералов-концентраторов и индикаторов редкометалльного образования. Оценка перспектив Восточно-Казахстанского региона на редкие металлы выполнялась на основе региональных и локальных прогнозно-поисковых критериев с разработкой научно-практических рекомендаций по направлению дальнейших геологоразведочных работ, включающих региональное геологическое и минерагеническое картирование полузакрытых и закрытых территорий, поиски и оценка известных и новых геолого-промышленных типов редкометалльных месторождений на выделенных перспективных площадях и участках.

Научная новизна. На основе анализа современных геотектонических гипотез (новая глобальная тектоника, плюмтектоника, тектоника плит и др.) и материалов предыдущих исследователей отмечается, что главными редкометаллоносными структурами Восточного Казахстана являются гранитоидные пояса позднегерцинской постколлизийной (орогенной) активизации пермского возраста, различающиеся по геотектонической позиции, масштабности развития, внутреннему строению, вещественно-формационному составу и рудоносности.

Выявлена закономерная пространственная приуроченность редкометалльных гранитоидных поясов к тектонически ослабленным зонам земной коры (ЗК) повышенной мощности (до 45-52 км), подчеркивается их северо-западная линейность и значительная протяженность (500-800 км). Уточнены геологические условия формирования, размещения и практической значимости редкометалльных месторождений геолого-генетических типов (пегматитовых альбитит-грейзеновых, грейзеново-кварцево-жильных и гидротермальных кварцево-жильных). В результате масс-спектрометрических анализов и растровой микроскопии получена новая информация о вещественном составе гранитоидов и рудного вещества с выявлением типоморфных минералов (альбит, мусковит, лепидолит, цветные турмалины и др.) и геохимических элементов (Li, Rb, Cs, Sn, Ta, Nb) – индикаторов потенциальной рудоносности. Разработанный комплекс региональных геотектонических, геолого-структурных, петрохимических и минералого-геохимических данных представляется научной основой для постановки прогнозно-поисковых работ.

Практическая значимость. В результате научно-исследовательских работ выполнена прогнозная оценка перспектив Восточного Казахстана на редкометалльное и редкоземельное оруденение с разработкой научно-практических рекомендаций для постановки глубинного геологического и минерагенического картирования, поисковых работ на выделенных перспективных площадях, участках и объектах.

Ожидаемая положительная реализация рекомендаций будет способствовать укреплению минерально-сырьевой базы для редкометалльного производства.

Основные защищаемые положения:

1. Главные редкометалльные пояса Восточного Казахстана сформировались в позднегерцинской постколлизийной (орогенной) геодинамической обстановке в процессе внутриплитной активизации системы северо-западных глубинных разломов и размещаются в тектонически нарушенных блоках земной коры, повышенной силичности (мощность ЗК 45-52,5 км).

2. Потенциальная рудоносность эволюционного ряда гранитоидов кунушского (C_3), калбинского (P_1), монастырского (P_2) и керегетас-эспинского (P_2-T_1) комплексов определяется по совокупности региональных геотектонических, геолого-структурных, петрохимических и минералого-геохимических факторов и критериев.

3. Уточнены основные закономерности формирования и размещения ведущих геолого-промышленных типов редкометалльных и редкоземельных месторождений: эпитагматический ниобий-цирконий-редкоземельный, пегматитовый редкометалльный (Ta, Nb, Be, Li и др.), альбит-грейзеновый – (Sn, Ta), грейзеново-кварцевожильный (Sn, W), сформированных в различных геолого-структурных условиях и генетически связанных с определенными геологическими формациями.

4. На основе разработанных прогнозно-поисковых критериев выполнена оценка перспектив территории на редкометалльно-редкоземельное оруденение и даны научно-практические рекомендации на проведение дальнейших геологоразведочных работ на конкретных перспективных площадях и объектах с целью укрепления минерально-сырьевой базы Восточно-Казахстанского региона.

Апробация работы и публикации. Результаты исследований по теме диссертации изложены в 21 работе, из них 5 статей в журналах рекомендованных МОН РК. Основные результаты представлены на международной научно-практической конференции «Инновационные технологии и проекты в горно-металлургическом комплексе, их научное и кадровое сопровождение» (Усть-Каменогорск 2014); на международном совещании Convention & 11th International Conference on Gondwana to Asia Beijing (Китай 2014); на международной научно-практической конференции «Зеленая экономика – будущее человечества» (Усть-Каменогорск 2014); на XIV Международной научно-практической конференции студентов, магистрантов и молодых ученых «Творчество молодых – инновационному развитию Казахстана» (Усть-Каменогорск 2014); на Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова (Новосибирск 2014); на IX Международной конференции «Эффективное использование ресурсов и охрана окружающей среды – ключевые вопросы развития горно-металлургического комплекса» и XII международной научной конференции «Перспективные технологии, оборудование и аналитические системы для материаловедения и наноматериалов» (Усть-Каменогорск 2015); на Российско-Казахстанском научном совещании «Корреляция Алтаид-Уралид» (Усть-Каменогорск-Новосибирск, 2016); на X Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых). (Пермь, 2017).

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав и заключения, изложена на 147 страницах, содержит 67 рисунков и 17 таблиц. Список литературы включает 127 наименований.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность д.г.-м.н., профессору Дьячкову Б.А., доктору PhD Долгополовой А.В., под чьим непосредственным руководством была написана работа. Особая благодарность выражается д.г.-м.н., профессору Сапаргалиеву Е.М., к.г.-м.н. Гавриленко О.Д. за помощь в проведении полевых работ на исследуемых объектах, сотрудникам

лаборатории инженерного профиля «ИРГЕТАС», лаборатории Музея Естественной истории (Великобритания, г. Лондон) за поддержку и помощь на различных этапах подготовки работы. Автор благодарен д.г.-м.н., профессору Р. Селтману за ценные советы, помощь при проведении исследований и написании работы. Диссертант выражает благодарность к.т.н., заведующему кафедры «Геология и горное дело» Нуршайыковой Г.Т., к.г.-м.н., доценту Мизерной М.А.

1 СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ НА РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

История изученности геологии и металлогении Восточного Казахстана изложена в ряде сообщений и публикаций [10, 11, 18, 27, 34, 97, 106 и др.].

По редкометалльному направлению на Алтае и Калбе в 1912 г. Геологический комитет приступил к составлению мелкомасштабной геологической карты Калбы (М.Э. Янишевский, Н.Н.Павлов и др.), которая была завершена только в 1932 г. геологами ЦНИГРИ под руководством Н.А. Елисеева.

В довоенный период (1917-1941 гг.) в изучение региона большой вклад внесли Н.А.Елисеева, В.П. Нехорошев, Б.Н.Ерофеев, Н.К. Морозенко, Г.Б. Чернышев, А.В. Безлюдный, В.С. Трофимов, А.П. Никольский, Н.Н. Падуров, Г.П. Рудзит, Г.Н. Щерба, Н.Л. Бубличенко, В.А. Калюжный и др. В этот период была заложена основа геологии и металлогении Калбы, выявлены и разведаны многие коренные и россыпные месторождения олова и вольфрама.

Природные богатства Калбы с давних времен привлекали к себе внимание исследователей. Систематическое геологическое изучение Калбы проводилось в начале XX в. В. А. Обручевым (1913 г.), М. Э. Янишевским и Н. Н. Павловым (1912—1915 гг.), В. В. Резниченко (1913 г.) и В. К. Котульским (1916—1917 гг.). Эти работы носили региональный характер, и некоторые из них не потеряли своего значения до настоящего времени. Дальнейшее детальное изучение района началось в советское время (Н. Н. Падуров, 1924—1928 гг.; Д. М. Мурашев, 1925 г.; Г. Л. Падалка, 1929 г.).

Открытие Карашской группы оловянно-вольфрамовых месторождений в 1929 г. явилось толчком для бурного роста поисково-разведочных работ в Восточной Калбе, которые проводились под руководством Б. Н. Ерофеева, А. В. Безлюдного и др. В 1932 г. Н. А. Елисеев, проводивший поисковые исследования на Алтае и Калбе, выделил четыре интрузивных комплекса: каледонский, доварисский, змеиногорский и калбинский. По его мнению, породы калбинского комплекса сформированы в одну фазу, не считая жильной фации. Такого же мнения впоследствии придерживался Г. Б. Чернышев.

В 1933—1934 гг. сотрудники ЦНИГРИ (Б. Н. Ерофеев, Н. К. Морозенко, В. С. Трофимов, А. П. Никольский и др.) под руководством Н. С. Яговкина провели геологосъемочные работы м-ба 1:100 000 в восточной части Калбы и выяснили, что Калба-Нарымский массив складывается тремя последовательными гранитными интрузиями.

Н. К. Морозенко (1937) впервые отметил приуроченность рудоносных кварцевых жил к крупнозернистым «осветленным» гранитам монастырского типа, имеющим более молодой возраст по сравнению с калбинскими гранитами. Он детально изучил дайки лампрофиров в Миролубовском массиве и дал классификацию редкометалльных месторождений Восточной Калбы.

В 1934 г. В. П. Нехорошев выделил в районе отложения такырской, промежуточной и даланкаринской свит и определил их возраст как

верхнедевонский - нижнекаменноугольный. М. П. Русаков изучил два разновозрастных типа гранитов — монастырские и калбинские, причем первые по его данным являются более ранними. В дальнейшем была доказана ошибочность этого мнения.

По мнению Н. А. Елисеева (1938), в варисскую эпоху тектогенеза возникло два разновозрастных комплекса гранитоидов (змеиногорский и калбинский), отличающихся по составу и особенностям металлогении. Точку зрения Н. А. Елисеева по этому вопросу поддержал А. И. Семенов (1953). С 1934 по 1945 г. в Калбе проведены поисково-разведочные работы под руководством Ж. А. Айталиева, Г. К. Чертушкина, С. Д. Кончакова, Г. Б. Чернышева, А. М. Михайлова, М. А. Оррэ, М. Ф. Стрелкина и др. В результате этих исследований были открыты россыпные и коренные месторождения олова и вольфрама.

В *военные годы* в Калбе проводились поисково-разведочные работы под руководством Ж.А. Айталиева, Г.К. Чертушкина, С.Д. Кончакова, Г.Б. Чернышева, А.М. Михайлова, М.А. Орртэ, М.Ф. Стрелкина, Г.Н. Щербы и др. В результате этих исследований были открыты новые месторождения и рудопроявления касситерита и вольфрамита.

В 1938—1941 и 1948—1950 гг. в Нарымском хребте геологические исследования провел Г. Н. Щерба, обобщивший свои материалы в монографии (1957). В составе калбинского комплекса он выделил три группы гранитоидов: гранодиориты I, среднезернистые граниты II и мелкозернистые граниты III.

С 1942 по 1945 г. А. С. Иванов и К. Г. Богданова составили геологическую карту Мирлобовского массива. В годы Великой Отечественной войны в результате поисково-разведочных работ в Восточной Калбе открыт ряд оловянно-вольфрамовых проявлений.

В *послевоенный период* поисками редких металлов на Калбе занимались Г.К. Чертушкин, Ю.А. Садовский, В.А. Филиппов, Г.И. Казарян, В.Ф. Кашеев, В.А. Нарсеев, А.Р. Бутко, В.В. Лопатников, С.Д. Кончаков, Н.И. Годовников, Е.П. Пушко и др. В конце 50-х годов в Калбе были открыты промышленные редкометалльно-пегматитовые месторождения (Бакенное, Белая гора, Юбилейное), которые разрабатывались Белогорским горно-обоготительным комбинатом (пос. Асубулак).

Большое значение имели обобщающие работы Ж.А. Айталиева, Г.Н. Щербы, С.Г. Шавло, А.И. Гинзбурга, В.И. Кузнецова, А.И. Семенова, К.Г. Богдановой, проведенные в 1948-1958 гг. Ж.А. Айталиевым была произведена морфогенетическая классификация редкометалльных месторождений Калба-Нарымского района, сохранившая свое значение до настоящего времени. С.Г. Шавло (1958) детально описал пегматиты и гидротермалиты Калбы. Материалы исследований Ж.А. Айталиева, Г.Н. Щербы, С.Г. Шавло, А.Е. Ергалиева и др. послужили основой для прогнозной карты Калба-Нарымского района.

В конце 50-х годов поисками редких металлов на Калбе занимались Г.К. Чертушкин, Ю.А. Садовский, В.А. Филиппов, Г.И. Казарян, В.Ф. Кашеев, В.А. Нарсеев, А.Р. Бутко, В.В. Лопатников, С.Д. Кончаков, О.И. Садовская, Н.И.

Годовников и др. В это же время на Южном Алтае и Калбе развернулись геологосъемочные работы масштаба 1:200 000, возглавляемые группой геологов ВСЕГЕИ (Н.П. Иванов, Э.Г. Моисеева, Д.П. Авров, А.А. Прияткин, Р.К. Григайтис, А.Х. Кагарманов, Б.Ф. Баранов и др.).

Б.Ф. Барановым в районе выделены отложения такырской, байсумской, даланкаринской и аркаульской свит, а в составе калбинского комплекса — гранитоиды калбинской и монастырской групп. Последующими работами выводы этого автора были значительно уточнены.

Период 60-80-х годов характеризуется проведением планомерных средне- и крупномасштабных геологических съемок, и научных исследований, более детальным изучением вопросов магматизма и редкометалльной металлогении, составлением различных сводов, геологических, тектонических и прогнозно-металлогенических карт.

Крупномасштабное геологическое картирование и тематические исследования проводились большим коллективом Алтайской геолого-съемочной экспедиции ВКГУ (А.Г. Алексеев, А.Р. Бутко, Е.А. Гредюшко, Б.А. Дьячков, А.В. Зобков, В.Ф. Кашеев, Н.П. Киселев, В.В. Лопатников, Т.К. Кашапов, О.В. Навозов, В.И. Тарасенко и др.). Составлялись детальные карты перспективных участков и объектов, более углубленно изучались гранитоиды Калбы и Нарыма.

В результате этих работ, кроме гранитов калбинского и монастырского комплексов, выделен более поздний посткалбинский (миролюбовский) комплекс, представленный дайками габбро-диабазов, диоритовых порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров, сформированных в конечный этап развития герцинского тектономагматического цикла и относящихся к постбатолитовой формации (1967). Эти породы образуют региональные пояса северо-восточного направления, рассекая структуры вмещающей толщи и более ранние магматические породы. Они не сопровождаются рудной минерализацией.

Общие данные о геологии, тектонике и полезных ископаемых Рудного Алтая и Калбы отражены в монографии «Геология СССР» (1967, 1974г.), а также в работах В.П. Нехорошева, А.Л. Матвеевской, Г.Н. Щербы, С.Г. Шавло, Б.А. Дьячкова, В.В. Лопатникова и др. [36,38,51,67,71,81,103 и др.].

В 1979 г. издана геологическая карта масштаба 1: 500 000, серия Восточно-Казахстанская, составленная на основе крупномасштабных съемок, с учетом обобщения материалов по Калбе и Нарыму (И.А. Ротараш и др.).

В последние годы (2005-2013 гг.) в Калба-Нарымской зоне возобновились геолого-съемочные работы нового этапа картирования – ГДП-200. Работы выполнялись в Шульбинском районе на листе М-44-IX (А.Е. Степанов, И.Г. Тверянкин и др.) и в Центральной Калбе на листах М-44-XXIV, XXX (В.П. Соляник, О.В. Навозов и др.). В результате этих работ, наряду с составлением геологических карт масштаба 1:200 000 нового поколения, выделены перспективные площади и участки, но новых месторождений пока не обнаружено.

В настоящее время в Казахстане остро стоит проблема воссоздания собственной минерально-сырьевой базы редких металлов и, в первую очередь, тантала, ниобия и бериллия, которые широко используются в сфере высоких технологий (атомная промышленность, ракетная техника, производство твердых сплавов и др.).

В Восточном Казахстане примером высокотехнологического производства тантала и бериллия является уникальное предприятие международного значения - «Ульбинский металлургический завод» (ОАО «УМЗ»). В прошлые годы на протяжении десятилетий основной сырьевой базой для Ульбинского завода были редкометалльные месторождения Калба-Нарымской зоны (Бакенное, Белая Гора, Юбилейное и др.), которые разрабатывались Белогорским горно-обогатительным комбинатом (БГОК), расположенном в пос. Асубулак. Сейчас в рыночных условиях ввиду нерентабельности отработки бедных руд, эксплуатируемые месторождения были законсервированы, а Белогорский комбинат ликвидирован. Поэтому ОАО «УМЗ» пока работает на привозном сырье (как вынужденная мера), хотя задача воссоздания местной сырьевой базы для данного предприятия остается наиболее актуальной.

Проводимые исследования по проблеме «Большой Алтай» (геология и металлогения) показывают, что в Восточном Казахстане сохраняются перспективы на обнаружение новых редкометалльных и редкоземельных месторождений [10-13,36,38 и др.].

Главная задача дальнейших исследований – проведение детальных прогнозно-металлогенических и поисковых работ на выделенных рудоносных структурах, перспективных участках и объектах в Калба-Нарымской металлогенической зоне и на других территориях (Горный Алтай, Жарма-Саур и др.). На современном научно-техническом уровне необходимо вовлечение в оценку закрытых и полужакрытых площадей, которые являются резервными для обнаружения скрытых и погребённых редкометалльных месторождений (коры выветривания, погребённые россыпи, нетрадиционные типы оруденения). Рекомендуются возобновить геологоразведочные работы в Калба-Нарымской зоне с целью поиска месторождений и ускоренной оценки для вовлечения их в эксплуатацию. Рентабельность производства может быть существенно повышена при комплексной оценке и переработке руд. Целесообразно начать разработку техногенных отвалов (хранилищ) обогатительного производства. Общие минеральные ресурсы региона еще значительные.

2 ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Геологические структуры Рудного Алтая и Калбы многими исследователями рассматривались в составе Юго-Западного Алтая Восточного Казахстана [967,108] или Зайсанской складчатой области [23,18,81]. Накопленный здесь большой фактический материал по геологии, тектонике и металлогении на протяжении десятилетий традиционно увязывался с позиций классической геосинклинальной гипотезы, на основе которой разрабатывались металлогенические схемы складчатых поясов.

В пределах Восточно-Казахстанского региона выделялись Зайсанская и Чингиз-Тарбагатайская складчатые системы, включающие структурно-фациальные или структурно-формационные зоны, рудоносные структуры со своим набором геологических и рудных формаций.

Не вдаваясь в подробный анализ новых мобилистских гипотез по тектонике литосферных плит, рассмотренных в работах А. А. Ковалева (1973), Л.П. Зоненшайна (1976), Г.А. Твалчредидзе (1979), Н.А. Берзина и др. (1994), Г.Н. Щербы [110], Н.С. Сеитова (1988) и многих других исследователей, отметим прогрессивность представлений о наличии значительных горизонтальных перемещений блоков земной коры (ЗК), в противоположность геосинклинальной гипотезы фиксизма, что учитывалось в геотектонических реконструкциях на основе гипотезы глобального мобилизма [10, 11, 15, 17, 41, 43, 110].

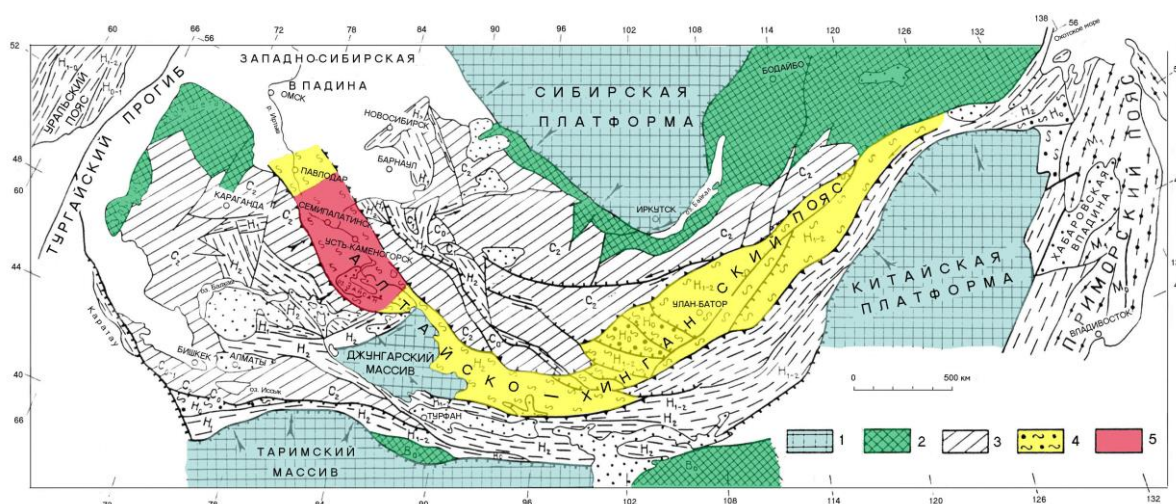
2.1 Геотектоническое и металлогеническое районирование

За основу принято районирование, разработанное в предыдущих работах по Алтае-Чингизскому региону и Большому Алтаю [10-13, 58], с некоторыми дополнениями и уточнениями с позиций террейновой тектоники [39, 40]. По геотектоническому районированию геоструктура Большого Алтая (БА), входит в состав Казахстано-Охотского или Центрально-Азиатского подвижного пояса [10, 50]. В его пределах рассматриваемая территория расположена на северо-западном фланге Алтае-Алашаньской мобильной зоны дугообразной формы, которая огибает с юга Сибирскую платформу и прослеживается в Китай и Южную Монголию (рисунок 1).

Территория БА охватывает геологические структуры Рудного Алтая, Калба-Нарыма, Западной Калбы, Жарма-Саура и прилегающие районы России и Китая. Границами являются северо-западные глубинные разломы: на северо-востоке Локтевско-Караиртышский разлом отделяет структуру БА от Горного и Китайского Алтая, на юго-западе по Чингиз-Саурскому разлому она граничит с Чингиз-Тарбагатайским поясом. Общая протяженность геологических структур более 1000 км при средней ширине 300 км.

По новому районированию Большой Алтай подразделяется на два субрегиона: 1) Юго-Западный Алтай-Синьцзян, сформированный в активной окраине Сибирской платформы (на северо-востоке) и 2) Жарма-Саур-Баганур, образовавшийся в борту Казахстанского микроконтинента (на юго-западе).

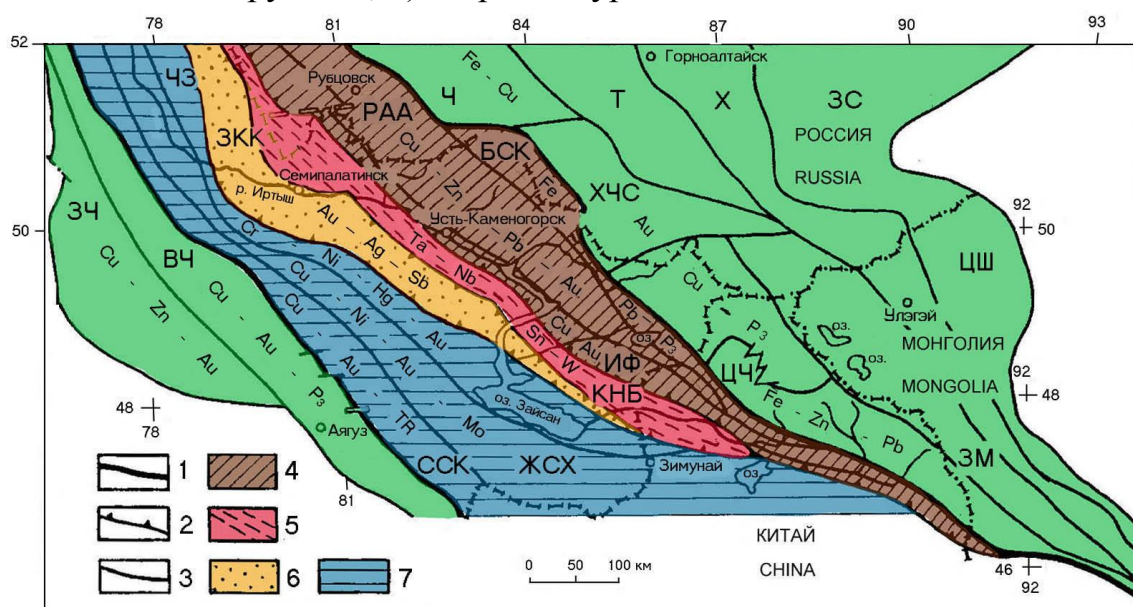
Граница между указанными субрегионами проводится по Чарско-Зимунайскому сутурному шву.



1 – древние платформы и массивы; 2 – области байкальской и 3 – каледонской складчатости; 4 – Алтае-Алашаньская зона; 5 – положение Большого Алтая

Рисунок 1 – Геотектоническая позиция Большого Алтая в структурах Казахстано-Охотского пояса

По металлогеническому районированию внутри Большого Алтая выделяются четыре рудных пояса (рисунок 2): 1) Рудноалтайский медно-полиметаллический, 2) Калба-Нарымский редкометалльный, 3) Западно-Калбинский золоторудный, 4) Жарма-Саурский многометалльный.

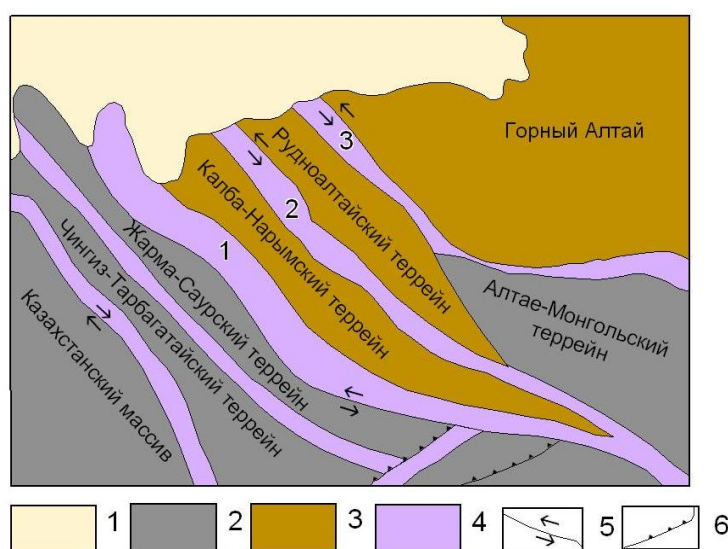


1 – границы Большого Алтая, 2 – рудных поясов и 3 – металлогенических зон; 4 – Рудноалтайский, 5 – Калба-Нарымский, 6 – Западно-Калбинский и 7 – Жарма-Саурский рудные пояса.

Рисунок 2 – Металлогеническое районирование Большого Алтая и сопредельных территорий

2.2 Глубинное строение

По комплексу новых геолого-геофизических данных (грави-, магниторазведочных съемок, сейсморазведочных и электроразведочных работ) определяется многослойность литосферы на основе построения моделей глубинного строения геолого-структурных зон, анализа типов разрезов ЗК и характеристики верхней мантии [10, 51, 72, 73]. Глубинное строение региона резко неоднородное, отражающее линейно-блоковый характер геологических структур Рудного Алтая, Калба-Нарыма, Западной Калбы и Жарма-Саура. С позиций мобилизма они представляют собой неоднородные блоки земной коры (возможно террейны), спаянные в процессе герцинской коллизии и разделенные системой глубинных разломов или сутурными зонами (рисунок 3). Последние рассматриваются также как зоны апвеллинга и поступления в ЗК мантийного материала [10, 69].



1 – кайнозойские осадки; 2 – казахстаниды; 3 – алтаиды; 4 – сутуры (1 – Зайсанская, 2 – Иртышская, 3 – Северо-Восточная); 5 – сдвиги; 6 – надвиги

Рисунок 3 – Основные сутурные зоны и террейны Большого Алтая

Современное глубинное строение региона характеризуется многослойной земной корой (мощностью до 50-55 км) с гетерогенными линейно-мозаичными блоками. Юго-Западный Алтай характеризуется многослойной моделью глубинного строения: в нижней части на глубинах 38-55 км размещается верхняя мантия, а выше выделяются слои ЗК – metabазальтовый, метадiorитовый и метагранитный. Самый верхний седиментный слой, с учетом работы Ф.С. Моисеенко (1981г.), подразделяется на два подслоя: 1) вулканогенно-осадочный – каледониды и герциниды и 2) рыхлый осадочный чехол – киммериды и альпиды. Установлена неодинаковая мощность слоев земной коры в различных частях геотектоногена, которая изменяется от 32,5 км (Западно-Калбинская зона) до 52 км (Белюбинско-Сарымсактинская зона), а в Горном Алтае составляет 52,5-55 км [109].

Модель глубинного строения геотектоногена представляется в следующем виде.

Верхняя мантия (ВМ) характеризуется неоднородным строением, залегает на глубинах 38-55 км, имеет расчлененный рельеф. В ее составе различаются неистощенная мантия (пиролитовая) и истощенная, включающая шпинельсодержащие дуниты и гарцбургиты, гранатовые эклогиты и альпинотипные гипербазиты [10, 73]. Расслоенные астеносферные зоны ВМ, очевидно, оказали решающую роль в металлогенической специализации геологических структур Большого Алтая.

Метабазальтовый слой фиксируется обломками амфиболитов и гипербазитов в глубинном меланже Чарского, Иртышско-Маркакольского и других разломов. В осевой части глубинных подвижных зон (ГПЗ) поверхность К приподнята (на глубинах 22-24 км), ограниченная Калба-Нарымским (26-28 км) и Белоубинско-Сарымсактинским (28-30 км) краевыми прогибам. Поднятия метабазальтового слоя отмечаются также в стержневых зонах Жарма-Саурского и Чингиз-Тарбагатайского поясов, очевидно, это общая закономерность для всего Алтае-Чингизского региона.

Метадиоритовый слой характеризуется глубокометаморфизованными породами докембрия, которые приподняты к поверхности в Курчум-Кальджирском и, вероятно, Сарымсактинском блоках; имеет среднюю мощность 9,5-10 км. Поверхность этого слоя образует прогиб (до 17-18 км) в осевой части рудного Алтая и поднятия (до 13-15 км) в краевых зонах (Калба-Нарымской и Белоубинско-Сарымсактинской).

Метагранитовый слой подчеркивается метаморфизованными каледонскими образованиями и фрагментарно фиксируется в Иртышской зоне, Алейском и Синюхинском блоках Рудного Алтая. Максимальные мощности слоя (12-14 км) отмечаются в Калба-Нарымской и Холзунско-Сарымсактинской зонах, а средняя для геотектоногена – 8 км.

Седиментный слой образует максимальные мощности (до 8-9 км) в прогибах (Западно-Калбинском, Белоубинско-Сарымсактинском и др.).

Анализ приведенных геолого-геофизических данных подчеркивает поперечную неоднородность глубинного строения Большого Алтая и различную зрелость ЗК в различных его блоках, показателями которой служат известные коэффициенты гранитизации (K_{Γ}), дифференцированности ($K_{\text{дф}}$) и базальтоидности ($K_{\text{б}}$), рассчитанные по методике Г.Н. Щербы (1970). На этом основании для структур БА намечены следующие модели ЗК:

1) *фемические* с увеличенной мощностью метабазальтового слоя (до 24-28 км) и сокращенной метагранитового до 7-9 км, ($K_{\text{б}}=0,55-0,60$, $K_{\Gamma}=0,05-0,20$, $K_{\text{дф}}=0,40-0,70$), приподнятым протерозойским и каледонским основанием, базальтоидным вулканизмом и сидеро-халькофильным оруденением (Рудноалтайская, Жарма-Саурская зоны);

2) *сиалические* с повышенной мощностью метагранитного слоя до 12-14 км и ЗК до 50-55 км ($K_{\Gamma}=0,22-0,29$, $K_{\text{б}}=0,38-0,39$, $K_{\text{дф}}$ до 1,20-1,33), профилирующим редкометалльным оруденением в связи с гранитоидами (Калба-Нарымская, Белоубинско-Сарымсактинская зоны и Горный Алтай);

3) *фемически-сиалические промежуточные* на гетерогенном основании, подразделяющиеся на два подтипа: а) западно-калбинский (утоненная ЗК - до 32,5 км, $K_{\Gamma}=0,22$, $K_{\delta}=0,45$, $K_{\delta\phi}=0,80$, небольшие объемы гранитоидов повышенной основности и щелочности, золоторудный профиль металлогении); б) иртышский - глубинных разломов с увеличенными мощностями метабазальтового слоя (23-25 км) и скученной ЗК до 47-49 км ($K_{\Gamma}=0,18-0,19$, $K_{\delta}=0,50$, $K_{\delta\phi}=0,79$), фемически-сиалическим типом магматизма, комплексным сидеро-халькофильным и литофильным оруденением [109].

2.3 Структурные этажи

В соответствии с многослойным разрезом ЗК в пределах БА выделен ряд структурных этажей и ярусов [51,109].

Докембрийский и каледонский этажи проявлены фрагментарно в Иртышской, Рудноалтайской и Белоубинско-Сарымсактинской зонах. Докембрийский этаж объединяет позднепротерозойские отложения (?) с протрузиями гипербазитов, а каледонский этаж, сложенный метаморфическими сланцами, вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями и интрузивными массивами, подвергся интенсивной деструкции и денудации и наиболее приподнят в Рудноалтайской зоне (глубины от 0 до 4-6 км).

Герцинский этаж подразделяется на три яруса: 1) нижний ярус, объединяющий вулканогенно-осадочные и карбонатно-терригенные отложения (D_1-C_1) прогибов и поднятий, 2) средний ярус (C_1-C_3), представленный складчатыми структурами и метаморфическими образованиями зон смятия, синверсионными интрузивными комплексами и добатолитовыми малыми интрузиями, прибрежно-морскими и наземными молассами в прогибах и мульдах и 3) верхний ярус (C_3-T_1), сложенный гранитоидами и наземными молассовыми формациями.

Киммерийский этаж фиксируется угленосными молассами и корами выветривания, вулканогенными образованиями, а *альпийский чехол* образован континентальными отложениями.

2.4 Основные рудоносные структуры и продуктивные геохронологические уровни

Палеометаллогенический анализ формирования алтайских структур производился за длительную геологическую историю, от докембрия до киммерийского и альпийского циклов включительно. Общая направленность развития геологических образований и металлогении происходила в режиме океанического рифтогенеза (PR_2), затем в раннюю (рифтогенно-островодужную), среднюю (коллизийную) и позднюю (постколлизийную) стадии каледонид и герцинид, а завершилась континентальным рифтогенезом киммерийского цикла и последующей стабилизацией. Индикаторами палеогеодинамических и ландшафтно-геологических обстановок явились определенные геологические формации, отражающие условия их возникновения.

В результате сложного полициклического развития тектономагматических процессов и металлогении в структурах Большого Алтая и на его обрамлении сформировались зоны, включающие продуктивные и потенциально рудоносные геохронологические уровни для докембрия, каледонского и герцинского циклов и киммерийского чехла [46].

В *докембрии* в обстановке океанического рифтогенеза сформировались магматические месторождения Cr, Ni, Co (Pt), которые с более поздним наложенным золото-ртутным оруденением образуют *чарский* рудоносный уровень (таблица 1).

В *каледонском* цикле наиболее продуктивный уровень колчеданных медно-цинковых руд локализовался в активной Казахстанской окраине и связан с островодужным базальт-андезитовым вулканизмом O_{2-3} (месторождения Акбастау, Космурун, Мизек в Чингиз-Тарбагатае).

В *герцинском* цикле в Рудном Алтае выделяется девонский уровень высокой продуктивности (Си, Pb, Zn, Аи, Ag, Pt и др.). Здесь разновозрастные стратоемкости (риддерский, тишинский, орловско-белюсовский и др.) включают крупные колчеданно-полиметаллические месторождения, представляющие главную сырьевую базу цветной металлургии Казахстана [9, 11, 41, 99].

В коллизионной геодинамической обстановке (C_1-C_3) при сдвигении континентальных массивов (в Жарма-Сауре и Западной Калбе), а также в Рудном Алтае сформировались вулканоплутонические и плутонические пояса (габбро-диорит-гранодиорит-плагитогранитного состава), продуктивные на медно-порфировое, сульфидное медно-никелевое и золотое оруденение (максутский, бакуричский, секисовский и другие уровни).

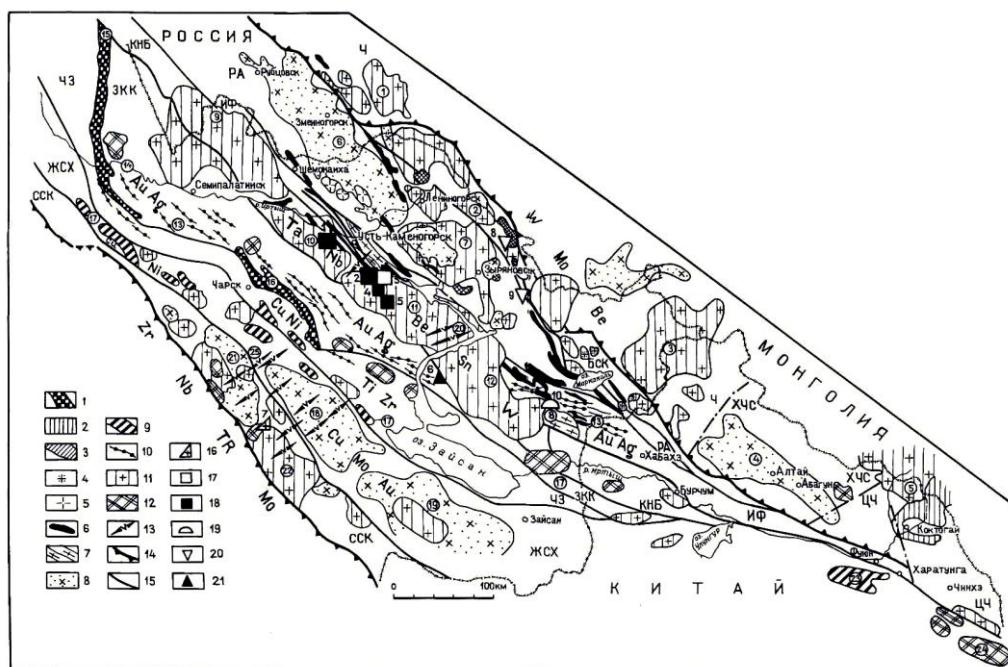
Позднериддерская эпоха рудообразования (C_3-T_1) постколлизионной внутриплитной активизации сопровождалась редкометалльным и редкометалльно-редкоземельным оруденением. В Калба-Нарыме *калбинский* уровень P_1 охватывает месторождения редкометалльных пегматитов, а в Жарма-Сауре *кергетас-эспинский* P_2-T_1 включает редкоземельные объекты.

В *киммерийский* цикл в условиях континентального рифтогенеза и последующей стабилизации образовались месторождения кор выветривания нонтронитового (Ni, Co), каолинит-гидрослюдистого (Au) и каолинитового (Ti, Zr) профилей.

Таким образом, в каждом рудном поясе наметились продуктивные геохронологические уровни, отражающие вертикальную и латеральную зональность оруденения в целом для региона Большого Алтая. Размещение интрузивных поясов и ведущих типов редкометалльных месторождений региона приведено на рисунке 4.

Таблица 1 – Геодинамические обстановки и главные эпохи рудообразования Восточного Казахстана [11]

Циклы	Геодинамическая обстановка	Чингиз-Тарбагатай	Жарма-Саур	Чарская зона	Западная Калба	Калба-Нарым	Рудный Алтай
Докембри-йский	Океанического рифтогенеза			Гипербазитовая (Cr, Ni, Co) Чарская группа			
Герцинский, каледонский	Рифтогенно-островодужная	Базальт-андезит-дацитовая O ₂₋₃ (Cu, Zn, Au) Акбастау					Базальт-риолитовая D _{1e} -D _{3fm1} (Cu, Zn, Pb, Au, Ag) Тишинское
	Коллизионная		Габбронорит-диорит-диабазовая C ₂₋₃ Cu, Ni (Au, Pt) Максут	Метаморфогенно-гидротермальные образования (Au, Hg) Кызыл-Чар			Габбро-гранодиорит-гранитовая C ₂₋₃ (Au, Ag, Te) Секисовское
			Риодацит-гранодиоритовая C ₃ (Au) Васильевское		Плагиигранит-гранодиоритовая C ₃ (Au, As, Ag) Бакырчик		
	Постколлизионная внутриплитной активизации		Щелочногранитовая P ₂ -T ₁ (TR, Nb, Zr) Верхнее Эспе		Гранит-лейкогранитовая P ₂ (Sn, Be) Дельбегетей	Гранитовая P ₁ Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn Бакенное	
Киммерийский	Континентального рифтогенеза и стабилизации		Каолинит-гидрослюдистые коры выветривания K ₂ -Pg ₂ (Au) Жанан	Нонtronитовые коры выветривания K ₂ -Pg ₂ (Ni, Co) Белогорское	Каолинитовые коры выветривания K ₂ -Pg ₂ (Ti, Zr) Караоткель		



1-гипербазитовый пояс докембрия; 2-додевонские ареалы гранодиорит-плагиогранитов; 3-девонские плагиогранит-порфировые субвулканические интрузии; 4-гранит-гранодиоритовые ($D_2?$) и 5-плагиогранитовые ($D_3?$) интрузии; 6-Белорецко-Маркакольский и Иртыш-Маркакольский габбро-диабазовые пояса (D_3-C_1); 7-габбро-плагиогранитовая и мигматит-гнейсогранитовая формации (C_1) Иртышской зоны смятия; 8-габбро-диорит-гранодиоритовые (C_1-C_{2-3}); 9-габбро-диорит-диабазовые (C_{2-3}) и 10-гранодиорит-плагиогранитовые (C_3) интрузии коллизионной стадии; 11-гранитовые (P_1), лейкогранитовые (P_2), 12-гранит-граносиенитовые, щелочно-гранитовые (P_2) интрузии и 13-габбродиабаз-гранитпорфировые дайки (P_2-T_1) постколлизиионной стадии; 14-границы Большого Алтая и 15-металлогенических зон. Интрузивные пояса и ареалы: 1-5-Урыль-Коктогайский пояс (1-Белорецкий, 2-Черневинский, 3-Рахмановский, 4-Алтайский и 5-Коктогайский ареалы); 6-Алейский, 7-Лениногорско-Зырянский, 8-Курчум-Кальджирский ареалы Рудного Алтая; 9-12 Калба-Нарымский пояс (9-Шульбинский, 10-Северо-Западно-Калбинский, 11-Центрально-Калбинский и 12-Нарымский ареалы); 13-Западно-Калбинский дайковый пояс; 14, 24-Семипалатинско-Бурган-Бургынский пояс (14-Семипалатинский, 24-Бургынский ареалы); 15-Горностаевский и 16-Чарский ультрабазитовые пояса; 17, 23-Максут-Петропавловско-Харатунгский габброидный пояс (17-Максут-Петропавловский, 23-Харатунгский ареалы); 18-Терсайрыкский и 19-Саурский ареалы; 20-Бугаз-Миролюбовский дайковый пояс; 21, 22-Акбиик-Акжайляуский пояс (21-Жарминский, 22-Акжайляуский ареалы). Металлогенические зоны: Ч-Чарышская, ХЧС-Холзун-Чуйско-Сицихэская и ЦЧ-Цунху-Чинхэйская Горного и Китайского Алтая; БСК-Белоубинско-Сарымсакты-Куртинская, РА-Рудноалтайско-Ашалинская, ИФ-Иртыш-Фуюнская Рудного Алтая; КНБ-Калба-Нарым-Бурчумская; ЗКК-Западно-Калбинско-Коксентауская; ЧЗ-Чарско-Зимунайская, ЖСХ-Жарма-Саур-Харатунгская, ССК-Сиректас-Сарсазан-Кобукская Жарма-Саура. Рудные формации: 16-эпимагматическая ниобий-цирконий-редкоземельная; 17-пегматитовая тантал-ниобиевая и 18-тантал-оловянная редкощелочная; 19-альбитит-грейзеновая олово-танталовая; 20-скарново-карбонатно-грейзеновая вольфрамовая; 21-грейзеново-кварцево-жильная олововольфрамовая. Месторождения: 1-Кварцевое, 2-Бакенное, 3-Огнёвское, 4-Юбилейное, 5-Белая гора, 6-Чердож, 7-Верхнее Эспе, 8-Экипетское, 9-Ивановское, 10-Карасу.

Рисунок 4 – Ареалы размещения рудоносных формаций Восточного Казахстана [11,27]

Рассматриваемые рудные пояса характеризуются разнообразием типов полезных ископаемых, различающихся по генезису, возрасту, масштабности и другим признакам. Рудный Алтай уникален по богатству месторождений цветных металлов (Cu, Pb, Zn, Au и др.), составляющих главную сырьевую базу для горнопромышленного комплекса Восточного Казахстана. В Калба-Нарымском поясе ведущими являются редкометалльные пегматитовые месторождения (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn). В Западно-Калбинском поясе сосредоточены преимущественно золоторудные месторождения (Бакырчик, Большевик, Суздальское и др.). Жарма-Саур и Чингиз-Тарбагатай отличаются многометалльным профилем оруденения (Fe, Cr, Ni, Si, Zn, Au, Ag, Hg, TR и др.).

Главными редкометаллоносными структурами региона являются гранитоидные пояса позднегерцинской (постколлизийной) активизации, различающиеся по геотектонической позиции, масштабности развития, внутреннему строению, вещественно-формационному составу и рудоносности.

Установлена закономерная пространственная приуроченность редкометалльных поясов к тектонически ослабленным зонам в континентальных блоках ЗК повышенной сиаличности, подчеркивается их северо-западная линейность и значительная протяженность (500-800 км). Они охватывают плитно-тектонические структуры, отвечающие зонам коллизий сиалических блоков (Лаумулин Т.М. и др.[60]).

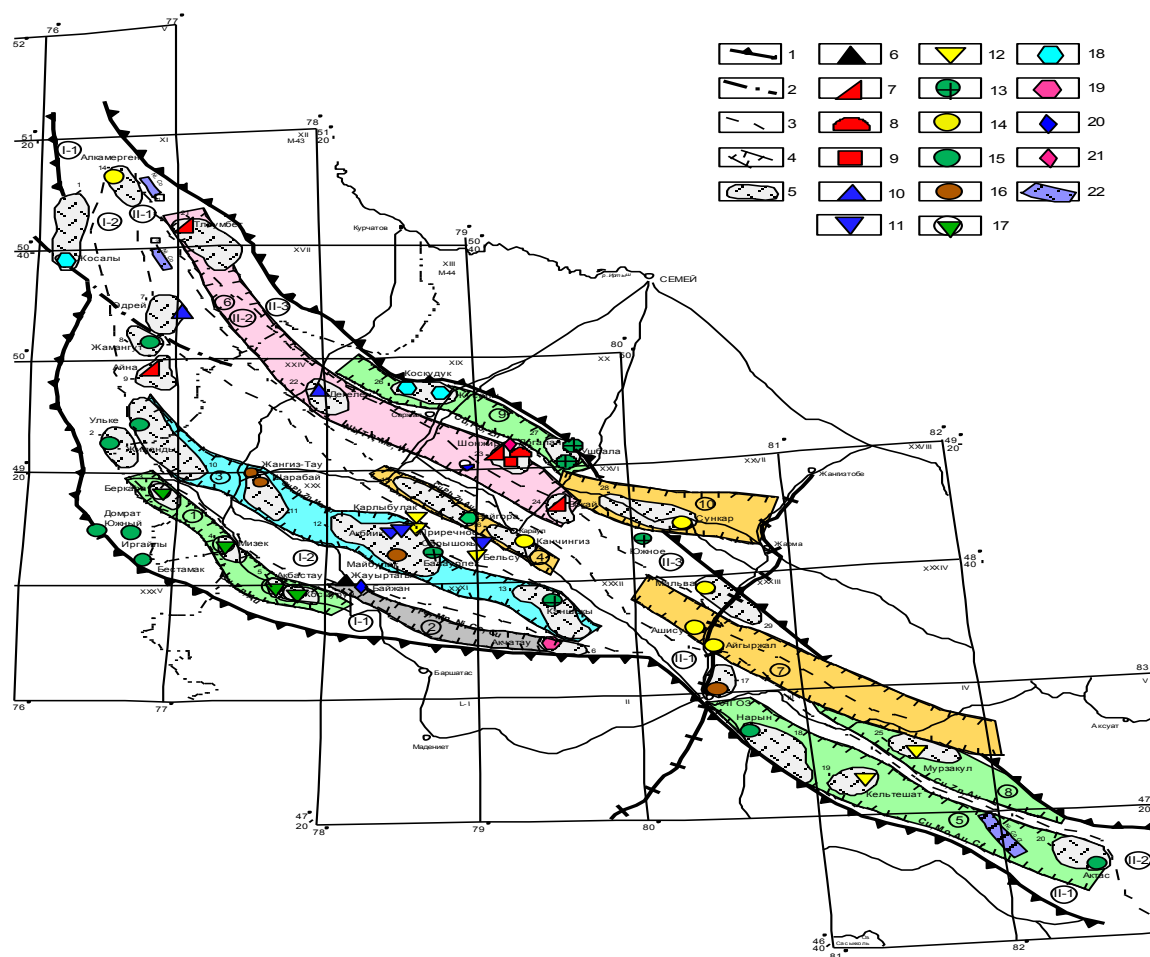
Калба-Нарымский гранитоидный пояс, наиболее крупный окраинно-континентального типа, сопровождался месторождениями редких металлов с профилирующим олово-танталовым оруденением [11,27,28,34,101 и др.].

На границе Большого Алтая с каледонидами Горного Алтая и Чингиз-Тарбагатай в разнородных геоблоках наряду с гранит-лейкогранитами проявились и гранитоиды повышенной щелочности, специализированные на редкометалльно-резкоземельное оруденение (голухинский, керегетас-эспинский комплексы P_2) (рисунок 5).

Тигерекско-Черневинский и Горноалтайский (Урыль-Коктогайский) пояса, выделяемые на северо-востоке региона, сформировались в структурах с повышенной мощностью метагранитного и метабазальтового слоев и ЗК в целом и характеризуются W-Mo специализацией. *Акбиик-Акжайляуский* пояс в Жарма-Сауре, расположенный на границе с Чингиз-Тарбагатаем, отличается редкометалльно-резкоземельным профилем оруденения. На сочленении Казахской и Горноалтайской континентальных окраин (в Зайсанской сутурной зоне) локализовался *Семипалатинско-Буран-Бургынский* пояс субщелочных гранитоидов с Zr-Ti геохимической специализацией (гранит-граносиенитовая формация P_2). Продуктивность редкометаллоносных гранитоидов определяется многими геологическими факторами и критериями, что выявляется на примере более детально изученного Калба-Нарымского пояса (КНП).

В Чингиз-Тарбагатае на пограничной территории с Жарма-Сауrom выделяется Тлеумбет-Дегеленский пояс лейкократовых и щелочных гранитов

пермского возраста, продуктивных на редкометалльное (W, Mo) и ниобий-цирконий-редкоземельное оруденение.



1-границы Чингиз-Тарбагатайского рудного пояса, 2- металлогенических зон, 3- подзон, 4- рудных зон и 5- рудных узлов; 6-22 рудные формации: 6- магматическая хром-никель-кобальтовая, 7- эпимагматическая ниобий-цирконий-редкоземельная, 8-альбитит-грейзеновая редкометалльная, 9- камерных хрусталеносных пегматитов, 10-грейзеново-кварцево-жильная молибден-вольфрамовая, 11- скарново-карбонатная молибден-вольфрамовая и 12- медно-золоторудная, 13- медно-порфировая, 14 – гидротермальные золото-сульфидно-кварцевая, 15-медная и 16- золото-барит-полиметаллическая; 17- вулканогенные медно-колчеданная, 18-медно-цинковая и 19- железо-марганцевая; 20- россыпи магнетит-ильменитовая и 21- редкометалльно-титановая; 22-зоны минерализации (Ni,Co,Cr). Металлогенические зоны (I- Западно-Чингизская, II- Восточно-Чингизская) и подзоны (I-1- Акбастауская, I-2-Абралинская, II-1-Центрально-Чингизская, II-2-Шунайская, II-3-Аркалыкская). Рудные зоны (арабские цифры в кружках): 1-Мизек-Кусмурунская, 2- Жауыртагинская, 3- Майбулакская, 4- Главного Чингизского разлома, 5- Тарбагатайская, 6- Тлеумбет-Дегеленская, 7- Ащисуйская, 8- Каражальская, 9- Коскудукская, 10- Сункарская. Рудные узлы: 1-Жосалы, 2-Жиланды, 3- Беркара, 4-Мизек, 5- Акбастау-Космурун, 6- Акчатау, 7- Эдрей, 8-Жамангут, 9- Айна, 10- Улькен, 11- Шарабай, 12- Майбулак, 13- Каншоки, 14- Алкамерген, 15- Байгора, 16- Канчингиз, 17- Аягоз, 18- Нарын, 19- Кельтешат, 20- Актас, 21- Тлеумбет, 22- Дегелен, 23- Догалан, 24- Бокай, 25- Мурзакул, 26- Коскудук, 27- Ушбала, 28- Сункар, 29- Мальва.

Рисунок 5 - Схема металлогенического районирования Чингиз-Тарбагатайского рудного пояса (по материалам геолого-съемочных работ)

3 ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

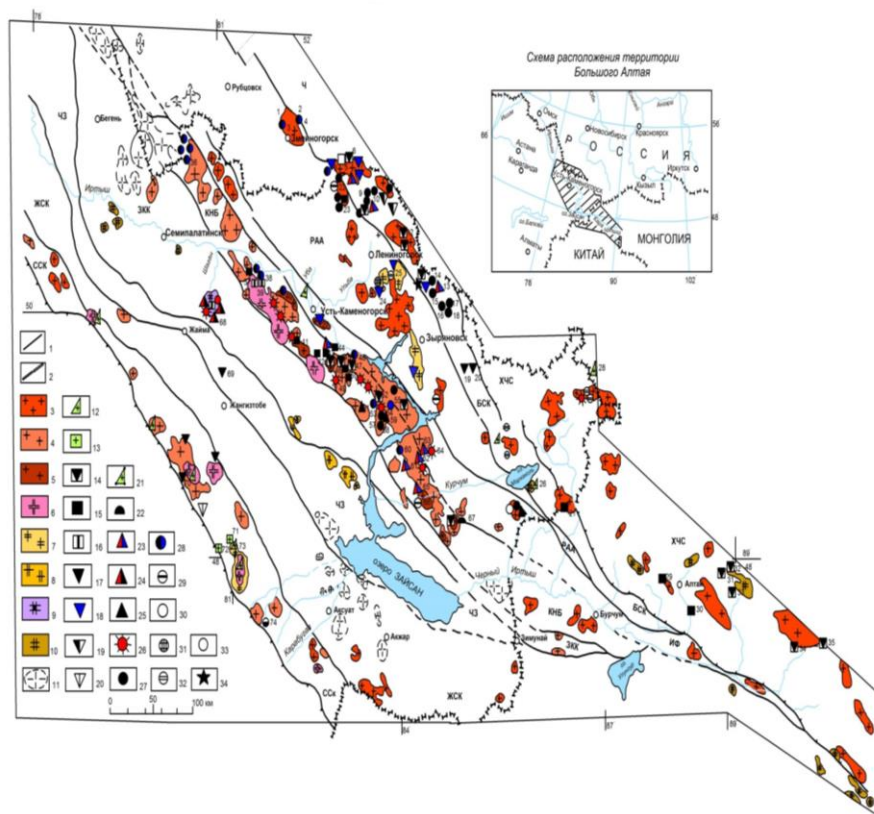
В настоящее время в Казахстане остро стоит проблема воссоздания собственной минерально-сырьевой базы редких металлов и, в первую очередь, тантала, ниобия, бериллия, лития, редких земель, которые широко используются в сфере высоких технологий (атомная промышленность, ракетная техника, производство твердых сплавов и др.). В пределах территории Большого Алтая основные редкометалльные месторождения (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W) сосредоточены в рассморенных выше гранитоидных поясах, сформированных в герцинском цикле тектогенеза в постколизийной внутриплитной геодинамической обстановке P_1 -T (Калба-Нарымский, Акбиик-Акжайляуский и др.). в данном разделе рассматриваются ведущие генетические типы редкометалльных и редкоземельных месторождений. Размещение рудоносных интрузий и типовых месторождений приведено на рисунке 6.

3.1 Эпимагматический ниобий-цирконий-редкоземельный тип

Рассматриваемый тип месторождений проявлен в краевой юго-западной части Жарма-Саурского рудного пояса, граничащего с каледонидами Чингиз-Тарбагатай. По металлогеническому районированию здесь выделяется Сиректас-Сарсазанская металлогеническая зона (медь-золото-редкометалльно-редкоземельная), включающая Кишкине-Эспинскую рудную зону, Кандыгатайский рудный узел и другие рудоносные структуры [11]. Известные рудные объекты размещаются в Акбиик-Акжайляуском гранитоидном поясе северо-западного направления, имеющего длину более 500 км и ширину 15-40 км. Пояс объединяет серию гранитоидных массивов (Акбиик, Аркат, Жаман-Койтас, Акжайляу и др.), сопровождавшихся W-Mo и Ta-Nb-Zr-TR оруденением (месторождение Верхнее Эспе и другие).

Месторождение Верхнее Эспе относится к эпимагматическому ниобий-цирконий редкоземельному формационному типу изучено многими исследователями (А.В. Степанов, В.А. Белов, Э.А. Северов, Д.А. Минеев, А.А. Калаченко, В.А. Нарсеев, А.Н. Бугаец, П.В. Ермолов и др.) и наиболее полная его характеристика приведена в работе [92,96]. Оруденение связано с двумя штоками рибекитовых гранитов керегетас-эспинского комплекса (P_2 - T_1), рисунок 7. Химический состав пород интрузивных комплексов в районе месторождений Верхнее Эспе и Егиндыбулак показаны в таблице 2.

Новые результаты исследования опубликованы в работах [126,127].

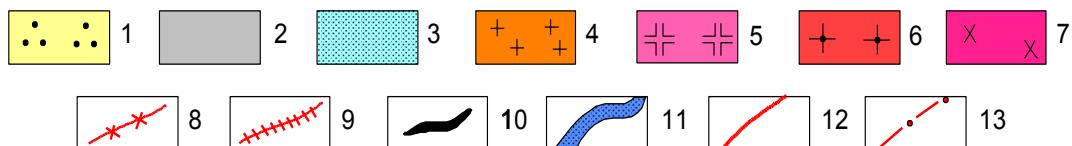
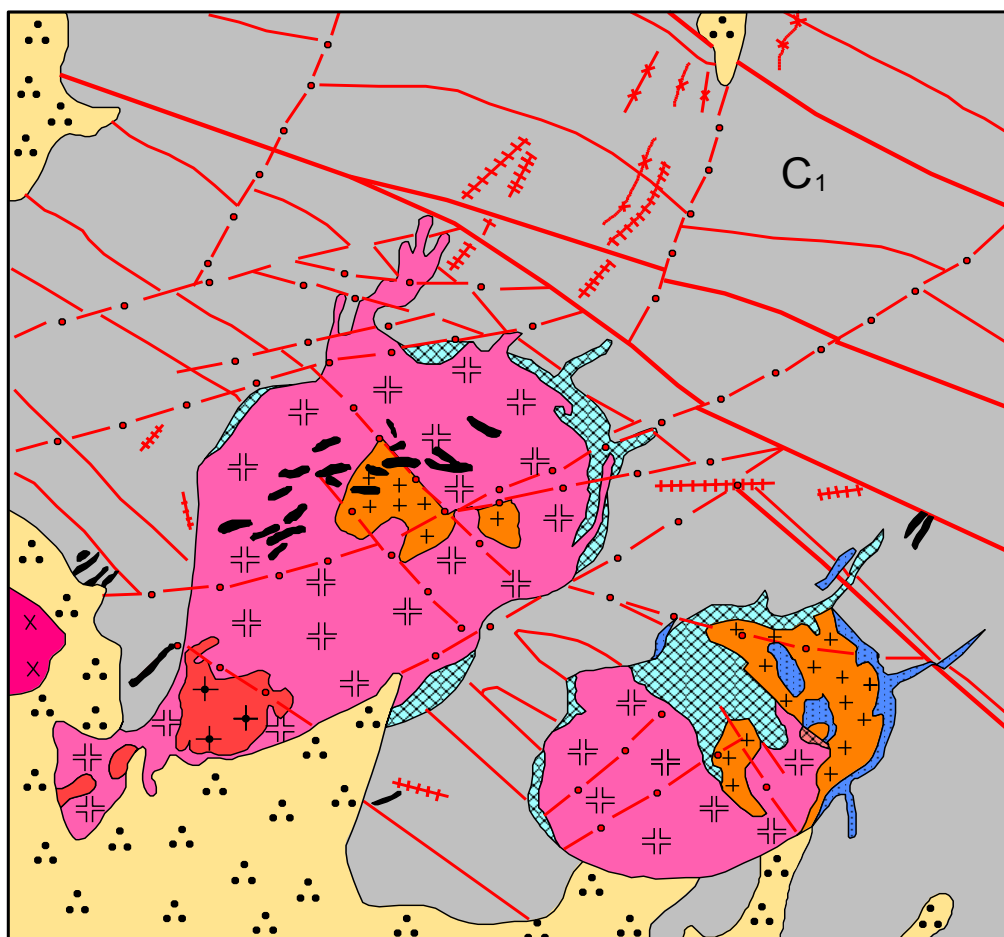


Условные обозначения к рисунку 9: 1-Границы металлогенических зон; 2- субширотные глубинные разломы. *Геологические формации, комплексы:* 3-5 – гранитовая (3-белоубинский, горноалтайский, жарминский, калбинского типа, 4 – гранит-гранодиоритовая и 5 – гранитовая подформации калбинского); 6,7 – лейкогранитовая (6 – монастырский, кандыгатайский, 7 – граносиенитовая подформация массива Акжайляу); 8,9 – гранит-граносиенитовая (8 – лениногорский и его аналоги в Китае, 9 – дельбегетейский); 10 – щелочногранитовая (голухинский, керегетас-эспинский и их аналоги в Китае); 11 – скрытые гранитные массивы по геофизическим данным.

Рудные формации: 12 – эпимагматическая ниобий-цирконий-редкоземельная; 13-16 – группа пегматитовых формаций (13 – ниобий-цирконий-редкоземельная, 14 – тантал-ниобиевая субформация микроклиновых пегматитов, 15 – тантал-оловянная редкощелочная, 16 – камерных хрусталеносных пегматитов); 17-20 – скарново-грейзеновые (17-олово-вольфрамовая, молибден-вольфрамовая, 18 – олово-вольфрамовая, 19 – тантал-редкоземельная, 20 – медно-цинковая); 21,22 – альбитит-грейзеновые (21 – тантал-ниобий-литиевая и ниобий-цирконий-редкоземельная, 22 – олово-танталовая); 23-25 – грейзеново-карцевожилые (23-олово-вольфрамовая, 24 – оловянная, 25-вольфрамовая); 26-34 – гидротермальные кварцевожилые (26-оловянная, 27-вольфрамовая, 28-олово-вольфрамовая, 29-молибден-вольфрамовая, 30-молибденовая, 31-медно-вольфрамовая, 32-медная, 33-свинцово-цинково-медная); 35 – метаморфогенно-регенерационная железная.

Месторождения: 1 – жила Ренованца, 2 – Ортитовая сопка, 3 – Уткинская, 4-Локтевский (Десятковский) Прииск, 5- гора Разработанная, 6 – Бекусовское, 7 – Инское, 8 – Белорецкое, 9 – Казанихинское, 10- Локтевское, 11-Верхнемишинское, 12-Тесный камень, 13-Экипет, 14-Дорожное, 15-Громотухинское I, 16- Черновинское I, 17-Петровореченское,18-Черневинское II, 19,20-Ивановское, 21-Сазы, 22-Вольфрамовое, 23-Кочалихинское, 24-Проходной Белок, 25-Громотухинское II, 26-Азутау, 27-Усть-Каменогорское, 28-Алаха, 29-Секарасу, 30-Такарасу, 31-Кукалачэ, 32-Курумтэ, 33-Куманаша, 34-Коктогай, 35-Аскаратэ, 36-Кожанколь, 37-Кварцевое, 38-Каинды, 39-Дунгалы, 40-Пролетарское, 41-Новосарыюзек, 42-Медведка, 43-Ахметкино, 44-Бакенное, 45-Джилке, 46-Юбилейное, 47-Лобаксай, 48-Гремячее, 49-Карагоин, 50-Белая гора, 51-Чудское, 52-Нижнелайбулакское, 53-Восточно-Калбинское, 54-Чудское, 55-Караш, 56-Чибунтай, 57-Большевик, 58-раздольненское, 59-Палатцы, 60-Ленинское, 61-Чердожк,62-Чибунды, 63-Буланды, 64-Касаткинское, 65-Бурабай, 66-Шийколь, 67-Карасу, 68-Юбилейное Октябрь, 69-Суурлы, 70-Рудопоявление, 71-Биесимас, 73-Верхнее Эспе, 74-Кишкене.

Рисунок 6 - Схема размещения герцинских интрузий и оруденения Большого Алтая (поздняя стадия)



1 - четвертичные отложения, 2 - песчаники, алевролиты коконьской свиты C_1 , 3 - пегматоидные граниты, 4 - щелочные мелкозернистые, 5 - среднезернистые рибекитовые, рибекит-билтитовые граниты, 6 - порфировидные биотитовые граниты, 7 - граносиениты и гранодиориты, 8 - 10 – жильные породы (8 - аплитовидные граниты, 9 - щелочные граниты, 10 - пегматиты), 11 - рудоносные рибекит-альбитовые метасоматиты, 12 - разрывы первого и 13 - второго порядка.

Рисунок 7 – Схема геологического строения месторождения Верхнее Эспе
(по В. А. Белову и Л. И. Семивраговой)

По петрохимическим данным рибекитовые граниты относятся к щелочному ряду ($K_2O+Na_2O=8,6\%$) калиево-натриевой серии, высокоглиноземистые ($a_1^1=6,8$) и умеренной основности, отвечающие седьмой группе по квалификации А.А. Маракушева (1976г.).

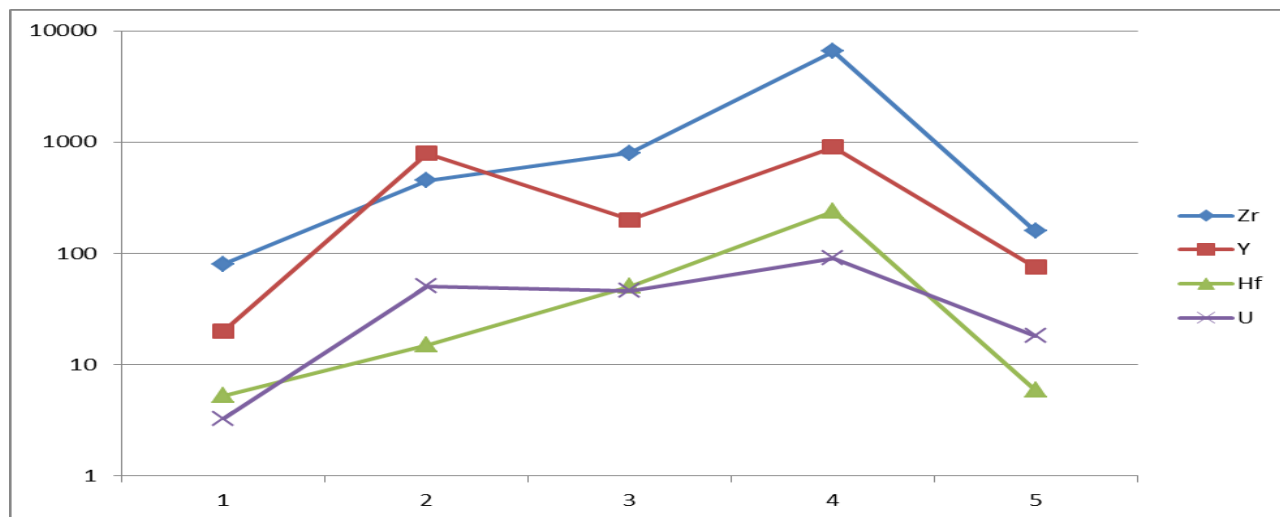
Таблица 2 - Химический состав пород интрузивных комплексов в районе месторождений Верхнее Эспе и Егиндыбулак, мас. %

Оксиды	Салдырминский	Жарминский	Кандыгатайский	Керегетас-Эспинский			Бугазский
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	69,35	70,06	75,49	73,32	71,62	76,34	73,78
TiO ₂	0,43	0,39	0,23	0,29	0,25	0,18	0,19
Al ₂ O ₃	15,88	15,41	12,09	13,55	12,19	12,55	13,44
Fe ₂ O ₃	1,47	1,50	1,78	2,06	2,78	0,99	1,55
FeO	1,27	1,51	1,03	0,95	0,85	1,14	0,96
MnO	0,02	0,04	0,03	0,08	0,09	0,05	0,03
MgO	0,92	1,13	0,08	0,49	0,68	0,39	0,33
CaO	2,40	1,45	0,48	0,33	2,68	0,16	0,53
Na ₂ O	5,09	4,15	3,76	5,46	4,45	2,99	2,67
K ₂ O	1,61	3,55	4,65	3,14	2,66	5,16	4,57
H ₂ O	0,02	0,16	-	-	-	-	0,13
P ₂ O ₅	0,09	0,14	-	0,04	0,03	0,02	0,03
F	0,02	0,13	0,06	0,02	0,85	0,05	0,02
П.п.п.	1,66	0,19	0,34	0,32	1,68	0,28	0,67
Сумма	100,23	99,81	100,03	100,05	100,81	100,30	98,90
Примечания 1 дайки плагиогранит-порфиров (4 ан.); 2 среднезернистый биотитовый гранит; 3 крупнозернистые лейкогранитовые граниты (5 ан.); 4 средне- и мелкозернистые щелочные рибекитовые граниты (8 ан.); 5 рудоносные рибекит-альбитовые метасоматиты (2 ан.); 6 пегматиты (2 ан.); 7 дайки гранит-порфиров (5 ан.). Анализы выполнены в лаборатории Алтайского отдела ИГН НАН РК							

Щелочные граниты отличаются флюорит-редкоземельно-цирконовым типом аксессуаров и геохимически специализированы на Ni, Sn, Pb, Zn (2-3,5 кларка) и Nb (4-7 кларков) относительно средних значений по А.П. Виноградову (1962 г.). Среднее содержание в них тантала по результатам масс-спектрометрического анализа составляет 2,6 г/т. Альбитит-рибикитовые метасоматиты обогащены Zr, Y, Hf, U (таблица 3, рисунок 8).

Таблица 3 - Содержание рассеянных элементов в гранитах месторождения Верхнее Эпсе (г/т)

Характеристика породы	Zr	Y	Hf	U
Щелочные граниты	80	20,2	5,3	3,27
Жильные граниты измененные	450,5	789,5	15,11	50,79
Пегматиты	800	200,37	50,91	46,12
Альбит-рибекитовые метасоматиты	6542	900	239,24	90,46
Кварц-альбит-флюоритовые метасоматиты	159,4	75,5	5,92	18,12



1 - щелочные граниты, 2 - жильные граниты, 3 - пегматиты, 4 - альбит-рибекитовые метасоматиты, 5 - кварц-альбит-флюоритовые метасоматиты.

Рисунок 8 - График распределения рассеянных элементов в породах и рудах месторождения Верхнее Эпсе (г/т). Результаты масс-спектрометрического анализа. Аналик С.Н. Полежаев

Геолого-генетическая модель формирования месторождения предоставляется с позиции ликвационной природы щелочных гранитов и связанного с ними оруднения. Выделяются два морфологических типа руд. Морфоструктура месторождения – горизонтально-уплощенная и дайкообразная.

1. Пластообразные залежи апикальных зон массивов (ширина - 100-150 м, мощность – 1,5-15 м), сложенные кварц-альбитовыми, рибекит-альбитовыми, эгирин-рибекит-альбитовыми и астрофиллит-эгириновыми метасоматитами. Последние развиваются в виде неправильных тел, гнезд и струй, имея постепенные переходы с вмещающими гранитами.

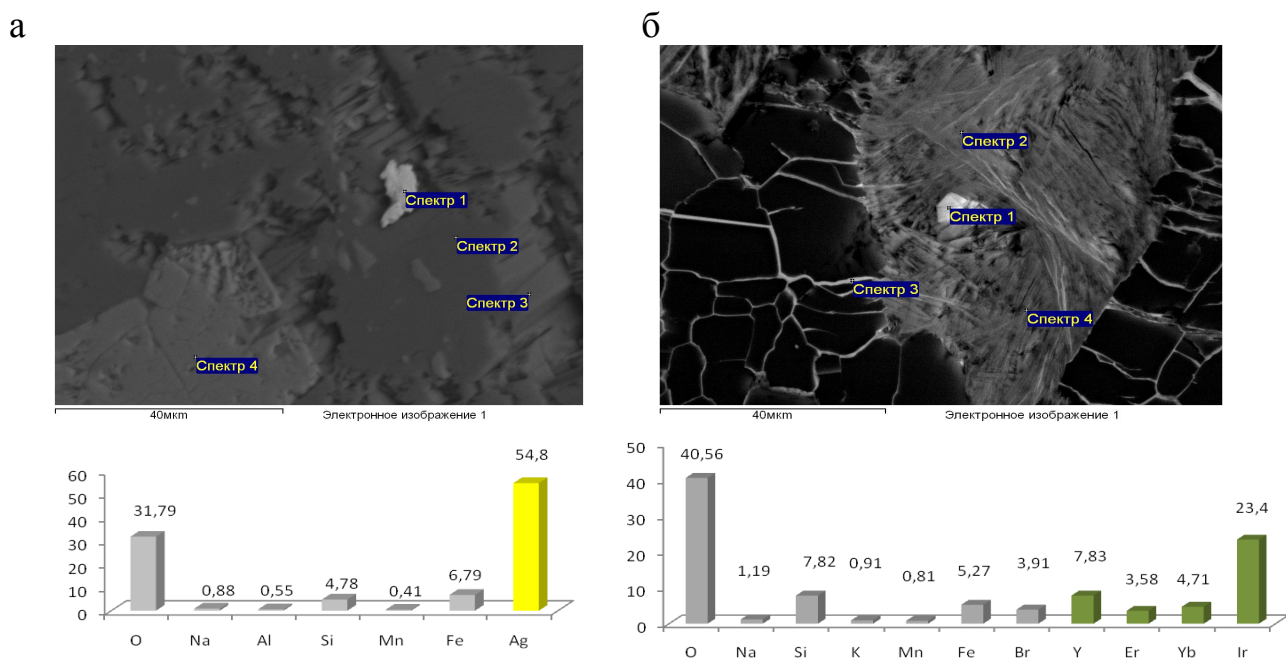
2. Трещинно-плитообразные тела в контактах массива, контролируемые разрывными нарушениями и представленными контактово-метасоматически преобразованными осадочными породами. Рудные тела имеют плитообразную форму, длиной 120-150 м и мощностью 3-7м; сложены полосчатыми рибекит-

альбитовыми экзометасоматитами с реликтами ороговикованных песчаников и алевролитов коконьской свиты (C₁).

Рудоносные альбит-рибекитовые метасоматиты отличаются повышенными концентрациями окиси кальция и фтора при меньших значениях Si, Al, K, Na относительно рибекитовых гранитов. Рудная минерализация представлена мелкой и тонкой вкрапленностью циркона, пирохлора, торита, гагаринита, встречаются также фенакит, гадолинит, касситерит, колумбит и др. Максимальная концентрация оруденения (Nb, Zr, TR) связана с полосчатыми экзометасоматитами и мелкозернистыми рибекит-альбитовыми метасоматитами (апогранитами).

Автором дополнительно изучался вещественный состав рудовмещающих гранитоидов и сопровождающих их метасоматитов и рудных тел на макро- и микроуровне. На растровом электронном микроскопе обнаружена большая группа минералов в виде тонкодисперсной вкрапленности и микровключений размером в первые единицы и десятки мкм.

В рудоносных альбит-рибекитовых метасоматитах к наиболее распространенным минералам относятся флюорит и циркон. Наблюдаются также редкоземельные минералы иттриевой группы, пирохлор, иридийный бастнезит, колумбит, касситерит, галенит и другие минералы. Впервые в рудах фиксируются самородное серебро, иттроцерит и флюоцерит (рисунок 9, 10).



а- самородное серебро в щелочном пегматите, б – микровключение редкоземельного минерала иттриевой группы.

Рисунок 9 - Минеральные ассоциации месторождения Верхнее Эспе

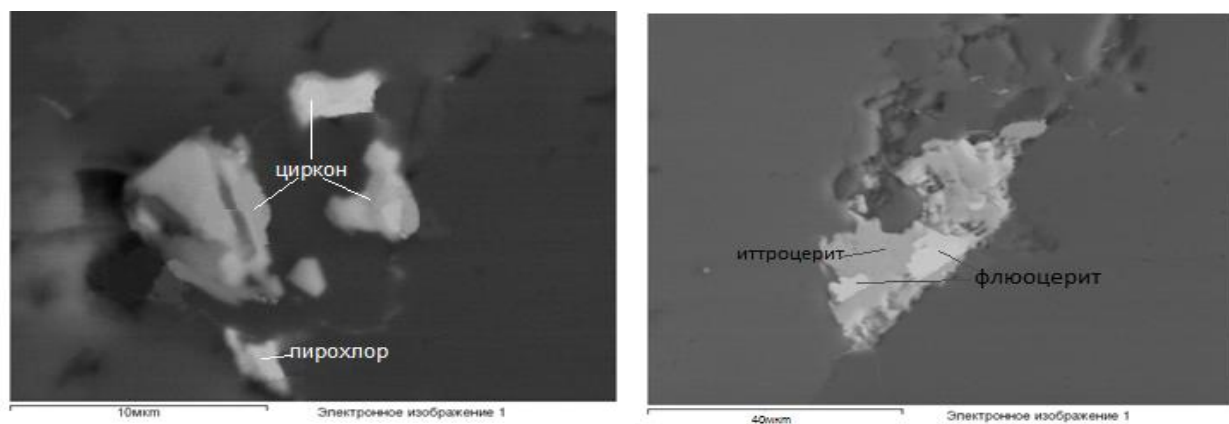


Рисунок 10 - включение циркона и пироклора в полевошпатовую матрицу, Б - РЭМ – изображение сростка иттроцерит и флюоцерит. Верхнее Эспе (образец 4-89)

Основным рудными элементами на месторождении являются Zr, Nb, Y и редкие земли. Общие запасы промышленных руд сосредоточены в приконтактной зоне Малого штока (87,8%), а в крутопадающих рудных телах – 12,2%. Среднее содержание в рудах Zr – 1%, Nb – 0,139%, сумма TR_2O_3 – 0,179% [8]. Увеличение запасов руд, возможно за счет доразведки флангов и глубоких горизонтов Верхне - Эспинского рудного поля. При совершенствовании технологии комплексного использования акцессорного оруденения и пироклор-цирконовых руд в зонах щелочного метасоматоза верхне – эспинский тип редкометалльного-редкоземельных месторождений может иметь важное практическое значение.

Рудопроявление Азутау, представляющее ниобий-цирконий-редкоземельную формацию в Рудном Алтае, размещается в Белоубинско-Сарымсактинской металлогенической зоне, южнее озера Маркаколь. По А.М. Марьину, Э.Г. Конникову, Е.С. Шуликову и др., а также нашим наблюдениям, это рудопроявление приурочено к Сакраминскому массиву щелочных гранитов и сиенитов, расположенному на сочленении Белорецко-Маркакольского и Иртышско-Маркакольского глубинных разломов. Мобильные условия формирования в зоне сжатия обеспечили линейную форму интрузий, их тектоническую нарушенность и интенсивное метасоматическое преобразование (альбитизация, карбонатизация, кремниевый метасоматоз). В контактах массива щелочных гранитов и сиенитов с габбро-диабазамы сформировались рудоносные Ри-Ми-Кв-Аб метасоматиты щелочного ряда (по А.А. Беусу), обогащенные TR, Zr, Nb, Sn и др. В связи с неясными масштабами редкометалльно-редкоземельного оруденения, рудопроявление Азутау нуждается в дополнительном изучении.

3.2 Пегматитовый тип

Пегматитовые месторождения являются главным источником редких металлов (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn), они сосредоточены преимущественно в Калба-

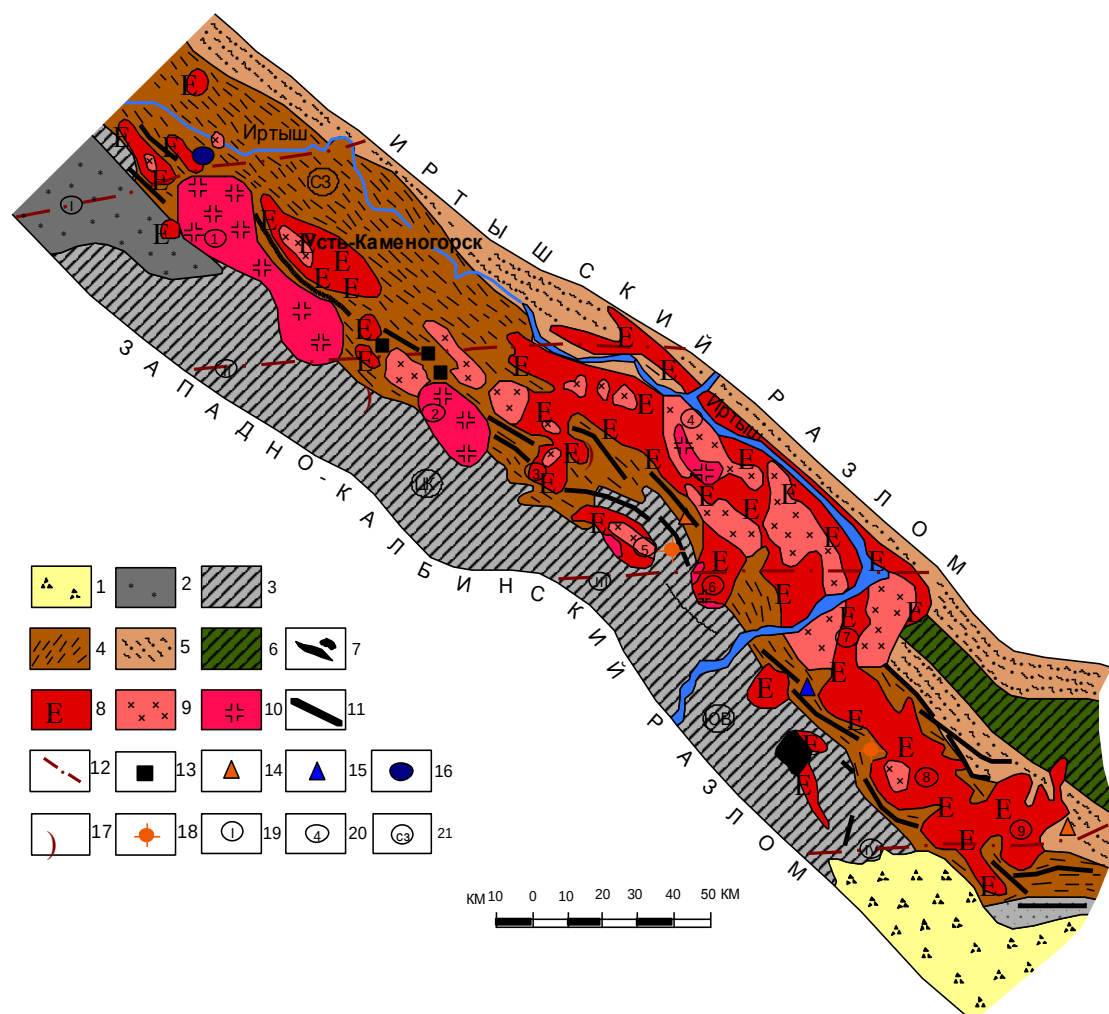
Нарымском редкометалльном поясе. При рудно-формационном анализе учитывались многие работы по редкометалльным пегматитовым месторождениям Калба-Нарымской зоны и других регионов [79, 84, 85, 88, 94, 96 и др.].

В структуре БА Калба-Нарымская зона ограничена Калба-Нарымским и Теректинским глубинными разломами, линейно вытянута в северо-западном направлении на 500 км при средней ширине 35-40 км (рисунок 11).

По новым мобилистским представлениям Калба-Нарым характеризуется как чужеродный блок ЗК (террейн), осколок континентальной плиты, дрейфовавший в Палеоазиатском океане и причленившийся к Большому Алтаю в стадию герцинской коллизии C_1 . В раннюю стадию герцинид (D_1-C_1) это был крупный прогиб, выполненный углеродисто-карбонатно-терригенными отложениями (D_2-C_1) (кыстав-курчумская, такырская, бурабайская и даланкарийская свиты). В среднюю коллизионную стадию (C_1-C_3) ограничено проявились молассовая формация (таубинская свита C_2), гипабиссальные малые интрузии и дайки габбро-диабазов (карабрюкский комплекс C_{2-3}) и плагиогранит-гранодиоритов (кунушский комплекс C_3), слабо золотоносные.

В позднюю постколлизионную стадию (P_1-T_1) здесь сформировался крупный Калба-Нарымский гранитоидный редкометалльный пояс (калбинский P_1 и монастырский P_2 комплексы), рассеченный «послебатолитовыми» дайками северо-восточного простиранья габбродиабаз-гранитпорфировой формации (миролюбовский комплекс P_2-T_1).

На основании анализа и обобщения материалов глубинных геофизических исследований (МТЗ, МОВЗ-ГСЗ) предполагается, что Калба-Нарымский гранитоидный пояс размещается в головной части гигантской тектономагматической зоны, крутопадающей на северо-восток под Рудный Алтай (на глубину более 100 км). По строению разреза литосферы КНП относится ко второму типу зон, сформированным «на древнем сиалическом цоколе, подстилаемом низкоомной океанической мантией» (Х.А. Беспяев, В.Н. Любецкий, Г.П. Нахтигаль и др., 1998г.). По геолого-геофизическим данным КНП характеризуется сиалическим типом разреза ЗК с увеличенной мощностью метагранитного слоя до 12 км и уменьшенной толщиной метабазальта до 14-18 км при мощности метадiorитового слоя 12-14 км. В геофизических полях КНП характеризуется отрицательными магнитными аномалиями и региональным гравитационным минимумом, что объясняется погружением поверхности М (42-48 км) и К (18-26 км). Продольная модель формирования пояса, построенная с учетом материалов многих исследователей (Г.Н. Щерба, В.В. Лопатников, П.В. Сериков и др., 1971) показывает, что Калба-Нарымский плутон представляет собой крупное плитообразное тело (мощностью 5-6 км) этажного внутреннего строения, с корневыми ответвлениями в магмоподводящих каналах, уходящими в метагранитный слой на глубину 12-14 км.



Осадочные образования: 1 – рыхлые отложения мезозой-кайнозойского возраста; 2 – песчаники, конгломераты таубинской свиты среднего карбона; 3 – алевролитно-песчанниковые отложения опановской и калбинской свит нижнего карбона; 4 – песчано-алевролитовые отложения такырской свиты верхнего девона; 5 – карбонатно-терригенные отложения кыстав-курчумской и пугачевской свит среднего девона; 6 – интенсивно метаморфизованные толщи нижнего палеозоя и докембрия. Интрузивные образования: 7 – мелкие тела и дайковые пояса плагиигранитов и гранодиоритов кунушского комплекса; 8-9 – граниты калбинского комплекса (8 – граниты I фазы, 9 – II фазы); 10 – лейкограниты монастырского комплекса. Глубинные разломы: 11 – краевые и 12 – поперечные, обусловившие блоковое строение зоны. Рудные формации: 13 – редкометалльных пегматитов; 14 – альбитит-грейзеновая; 15 – кварцевожильно-грейзеновая; 16 – гидротермальные олово-вольфрамовая, 17 – оловянная и 18 – золоторудная; 19 – разломы (римские цифры в кружках): I – Лениногорско-Семипалатинский, II – Зыряновско-Гремячинский, III – Миролубовский, IV – Калгутинский); 20 – массивы гранитоидов (арабские цифры в кружках): 1 – Монастырский, 2 – Сибинский, 3 – Чебундинский, 4 – Шошкалинский, 5 – Каиндинский, 6 – Миролубовский, 7 – Буландинский, 8 – Бурабайский, 9 – Кемиркаинский; 21 – блоки (буквы в кружках): СЗ – Северо-Западный, ЦК – Центрально-Калбинский, ЮВ – Юго-Восточный (Нарымский).

Рисунок 11 – Геологическое строение и рудные формации Калба-Нарымской зоны (с использованием данных Г.Н. Щербы, В.В. Лопатникова)

Очаги магмообразования, судя по составу гранитных выплавок, зарождались в метагранитном слое или на границе его с метадiorитом. Зоны

тепломассопотоков проникали из верхней мантии по системе глубинных разломов.

В строении Калба-Нарымского гранитоидного пояса выделяются следующие интрузивные комплексы.

Кунушский комплекс (C_3) объединяет гипабиссальные малые интрузии плагиогранитов, гранодиоритов и дайки гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Они сформировались в герцинский цикл в коллизионной геодинамической обстановке, в процессе сдвигения и стыковки Казахской и Сибирской литосферных плит, образуя приразломные интрузивно-дайковые пояса северо-западного направления. Магматические очаги зарождались в нижних частях земной коры и возможно в верхней мантии [34, 65, 66].

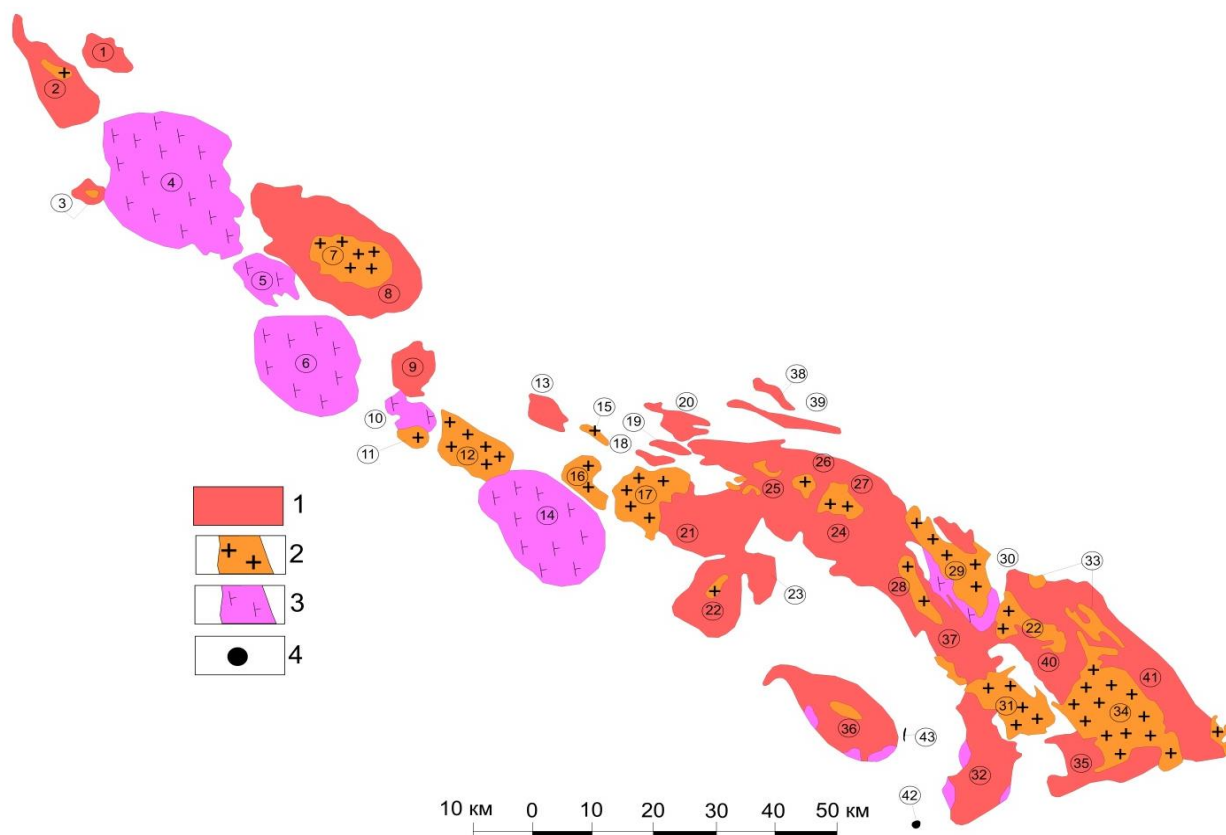
В Калба-Нарымской зоне малые интрузии и дайки кунушского комплекса (C_3) срезаются и метаморфизуются пермскими гранитами калбинского комплекса, а в ряде случаев испытывают контактово-метасоматические преобразования (графитизация, гейзенизация, окварцевание и др.) с наложением и концентрацией рудного вещества (Ta, Nb, Sn, W и др.). Известны пегматитовые и гейзено-кварцево-жильные объекты с наложенным редкометалльным оруденением (Медведка, Ново-Сарыозек, Чердож и др.).

Калбинский комплекс (P_1) представлен крупными гранитными массивами Калба-Нарымского плутона (Прииртышский, Белогорский, Миролюбовский, Каиндинский и др.) (рисунок 12). По условиям формирования и вещественному составу подразделяется на две сближенные по возрасту интрузивные фазы, сопровождающиеся собственными жильными породами, метасоматическими образованиями и редкометалльными месторождениями [24,52,71,74].

Первая фаза характеризуется невыдержанным составом пород (от нормальных гранитов до контаминированных гранитов и гранодиоритов), составляя порядка 70% от объема калбинского комплекса. Представлена преимущественно средне-крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, содержащими (%): плагиоклаз (№18-37) -35-41, калишпат -15-20, кварц - 28-32, биотит до 5-10, акцессории - 0,5. Петрохимически относятся к нормальному ряду натриево-калиевой серии ($(Na_2O:K_2O=0,78)$), низкоплумазитовые ($Ka=0,69$), умеренной основности ($Z=0,34$ ккал) и весьма высокоглиноземистые. Акцессорная специализация – гранат-ильменит-апатитовая, второстепенные минералы – циркон, монацит, сфен, турмалин и др.; минералы – индикаторы оруденения – апатит, турмалин, касситерит, сподумен.

Геохимически граниты обогащены Li, Rb, Cs, Sn, Nb, содержание Ta в них изменяется от 1,2 до 4,8 г/т. Повышенное содержание редких элементов (Ta, Nb, Be, Li, Sn) установлено в породообразующих минералах - кварце, полевых шпатах, биотитах и особенно в мусковитах, а также в акцессориях-апатите, ильмените, цирконе и других минералах [34]. Выявлена обогащенность гранитных расплавов минерализаторами - (экстракторами) редких элементов – B, F, Cl. В целом геохимический тип гранитов – олово –

танталовый (с литием и бериллием) [27]. Новые результаты масс-спектрометрических анализов, также подтверждают обогащенность гранитов I фазы и суммой редкощелочных элементов (Li, Rb, Cs), превышающей в два раза эти элементы в неизменных гранитах II фазы (таблица 4, рисунок 13)



1 – крупнозернистые лейкократовые граниты монастырского комплекса (P_2); 2, 3 – калбинский комплекс P_1 (2 – среднезернистые равномернозернистые биотитовые и мсковитизированные граниты II фазы и 3 – средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы); 4 – среднезернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты кунушского комплекса; 5 – границы.

Наименование массивов: 1 – Усть-Убинский; 2 – Измайловский; 3 – Митрофановский; 4 – Дунгалинский; 5 – Канайский; 6 – Монастырский; 7 – Дресвянский; 8 – Пролетарский; 9 – Койтасский; 10 – Сарыозекский; 11 – Жиландинский; 12 – Шубашиковский; 13 – Сорокинский; 14 – Себинский; 15 – Коржимбайский; 16 – Скалистинская группа массивов; 17 – Ешкульмесский; 18 – Киинский; 19 – Макпальский; 20 – Огневский; 21 – Тастюбинский; 22 – Чебунтайский; 23 – Белогорский; 24 – Прииртышский; 25 – Асубулакский; 26 – Толстухинский; 27 – Гладковский; 28 – Черновинский; 29 – Шошкалинский; 30 – Каратсойсанский; 31 – Комсомольский; 32 – Миролюбовский; 33 – Погореловский; 34 – Подгорненский; 35 – Песчанский; 36 – Каиндинский; 37 – Войлочевский; 38 – Мало-Смолянский; 39 – Смолянский; 40 – Кашеминский; 41 – Васильевский; 42 – Раздольненский; 43 – Мало-Каиндинский.

Рисунок 12 - Схема размещения гранитных массивов Калбы

Таблица 4 - Среднее содержание редких элементов в гранитоидах Большого Алтая (г/т)

Комплекс	Породы	Кол-во проб	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo	P
Кунушский	Плагииграниты	9	1,5	5,1	2,8	262,1	138,7	20,5	14,4	3,2	2,6	958,4
Калбинский	Граниты I фазы	5	1,2	17,3	2,6	248,5	156,9	23,8	14,6	0,7	0,8	977,3
	Граниты II фазы биотитовые	5	1,2	13,1	1,2	54,2	162,4	9,4	10,4	1,2	1,2	1336
	Граниты II фазы мусковитизированные	7	3,7	12,9	4,2	151,4	204	14,6	14,2	0,7	1,0	932,6
Калбинский	Крупнозернистые лейкограниты	5	1	17,6	1,8	20,7	192,8	6,6	14,4	0,5	1,1	364,3
Керегетас эпинский	Щелочные рибекит-биотитовые	2	2,6	8,8	1,3	36,5	78,2	2,3	6,6	1,7	1,6	925,5
Керегетас эпинский	Кварцевый порфир	1	62,1	137	30,5	747,4	894,9	36,9	39,1	2,3	1,1	1860
Примечание - Результаты масс-спектрометрического анализа. Аналитик С. Н. Полежаев												

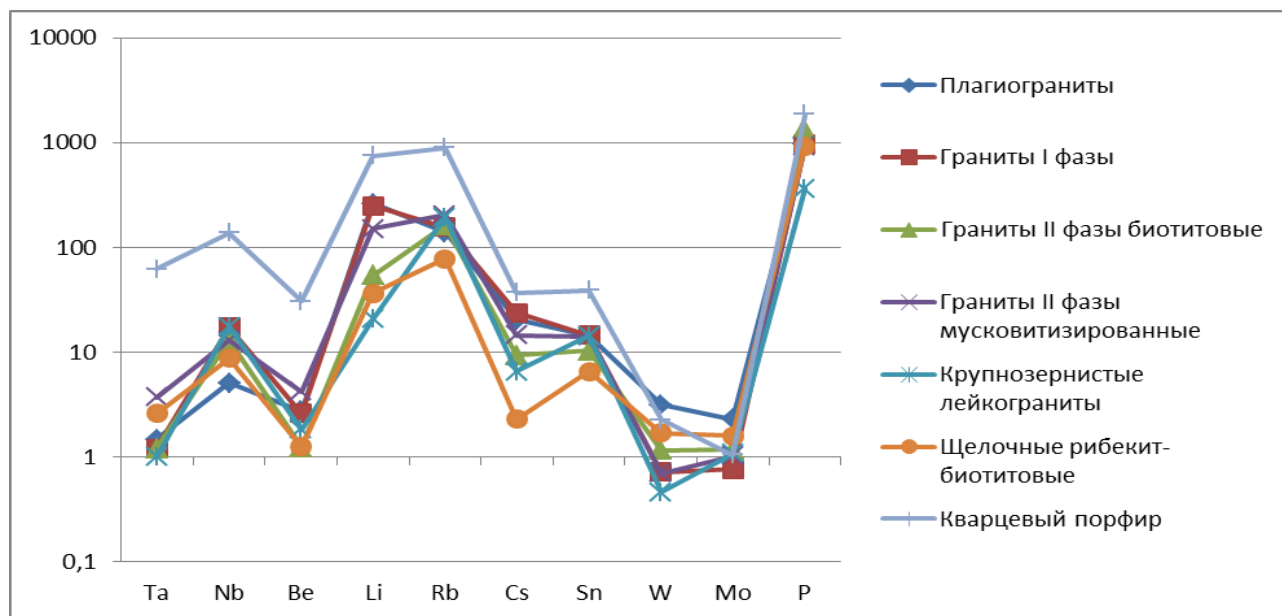


Рисунок 13 - Среднее содержание редких элементов в гранитоидах Большого Алтая (г/т)

В рассматриваемой группе выделяются три типа пегматитовых месторождений: 1) блоковых микроклиновых пегматитов, 2) редкометалльных пегматитов и 3) камерных хрусталеносных пегматитов [35].

1. Тип блоковых микроклиновых пегматитов наибольшее развитие получил в Центральной Калбе (Аккезень, Талдысай, Нижний Лайбулак, Огневское и др.). По рудно-формационной систематике относится к тантал-ниобиевой формации [34]. Пегматитовые поля контролируются эндоконтактами и депрессионными прогибами кровли массивов с пологими трещинами отслоения. Рудоносные растворы – К-Na-гидрокарбонатные с F^- и Cl^- , pH=5,4-6,8. Температурный режим от 700-600 до 350-160°C. Ведущие процессы метасоматоза - микроклинизация, мусковитизация, турмалинизация, окварцевание, реже альбитизация. Основными пороодообразующими минералами являются микроклин, кварц и мусковит; второстепенные – альбит, турмалин, гранат и др. Рудные минералы - колумбит и берилл. Практическое значение имеют кусковое микроклиновое сырье, рудоразборный кварц и мусковит.

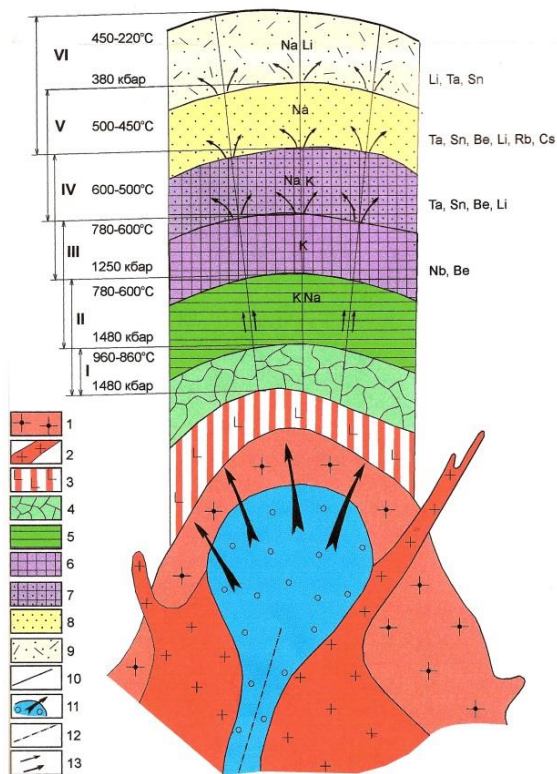
2. Редкометалльно-пегматитовый тип месторождений является ведущим в регионе, соответствует тантал-оловянной редкощелочной формации, представленной натрово-литиевыми пегматитами с комплексным редкометалльным оруденением (Ta, Nb, Sn, Li, Cs и др.) [11, 51]. Пегматитовые поля сформировались преимущественно в Центрально-Калбинском узле пересечения северо-западных, субширотных и северо-восточных разломов. Пегматитообразующие флюиды были насыщены H_2O , CO_2 , CO, CH_4 , N_2 и другими компонентами, температуры рудообразования – 600-220°C (Ю.А. Садовский и др., 1983, [101]).

Наиболее продуктивны глубококорневые поля среди гранитных массивов с последовательной сменой простых олигоклаз-микроклиновых пегматитов редкометалльно-замещенными (А.И. Гинзбург, Е.П. Пушко, Ю.А. Садовский, В.А. Филиппов, С.Г. Шавло и др.). В геохимических полях пегматиты фиксируются небольшими ореолами Li, Sn и др. Для них характерны наложенные процессы замещения (альбитизация, грейзенизация, турмалинизация, лепидолитизация), многообразие минеральных типов. Формация имеет важное практическое значение.

В изучение пегматитов региона большой вклад внесли А.И. Гинзбург, И.А. Смирнов, В.И. Кузнецов, С.Г. Шавло, Г.Н. Щерба, Н.А. Солодов, В.Д. Никитин, В.А. Филлипов, Ю.А. Садовский, В.Ф. Кашеев, В.А. Нарсеев, Е.П. Пушко, А.Н. Бугаец, Н.И. Степаненко и многие другие. Систематики редкометалльных пегматитов приводятся в работах Ж.А. Айталиева, И.А. Смирнова, Г.Н. Щербы, С.Г. Шавло, А.И. Гинзбурга, Н.А. Солодова, В.И. Кузнецова, Г.Г. Родионова, Б.А. Дьячкова и других исследователей. Описание и геолого-генетическое моделирование типовых редкометалльных месторождений Восточного Казахстана отражено в ряде публикаций [11, 30, 35, 45, 52, 60, 68, 83, 94].

Принципиальная модель образования редкометалльных пегматитовых месторождений определяется их генетической связью с гранитами калбинского комплекса P_1 и пространственным размещением тел преимущественно в средне-крупнозернистых биотитовых гранитах I фазы и их экзоконтактах

(рисунок 14). Процессы пегматитообразования происходили, вероятно, в открытой или полужамкнутой магматической системе при ритмично-пульсационном поступлении рудоносных дистиллятов (H_2O , F, B, Cl, Ta, Nb, Be и др.) из внутрикамерного очага гранитных массивов (в обстановке повышенной активности рудоподводящих разломов).



1 – средне-крупнозернистые биотитовые граниты I фазы; 2 – мелко-среднезернистые мусковитизированные граниты II фазы калбинского комплекса; 3 – аплиты, аплитовидные граниты; 4-10 – пегматиты: 4 – графические, 5 – олигоклаз-микроклиновые безрудные, 6 – микроклиновые блоковые с бериллом и колумбитом, 7 – микроклин-альбитовые, с танталитом, касситеритом, бериллом, редко сподуменом, лепидолитом, 8 – альбитовые (наиболее продуктивные) с танталитом, касситеритом, бериллом, поллуцитом, сподуменом, лепидолитом, 9 – альбит (клевеландит)-сподуменовые с танталитом, касситеритом в ассоциации с амблигонитом, петалитом, поллуцитом, полихромными турмалинами и др.; 10 – разрывные нарушения; 11 – направление движения флюидопотоков; 12 – магмопроводящий разлом; 13 – перемещение рудоносных расплавов. I-VI – основные ритмы, отражающие последовательность пегматитового процесса.

Рисунок 14 – Общая модель формирования редкометалльно-замещенных пегматитов Калбы [51]

Пульсационное поступление пегматитообразующих флюидов определило многоритмичную зональность пегматитовых жил в вертикальной рудной колонне, стадийное развитие минеральных комплексов от графического и олигоклаз-микроклинового до микроклин-альбитового и сподуменсодержащих (цветных) с комплексными рудами (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn W).

Проведенные исследования показывают, что рудогенерирующая способность гранитоидов, наряду с петрологическими и другими факторами, во многом зависит от геодинамических условий становления массивов и масштабов дегазации рудоносных расплавов [30,34,37,106]. С этих позиций наметились определенные рудно-магматические системы, описанные в работах [77]. По своему значению они близки к рудообразующей системе по Д.В. Рундквисту (1968г.), автономным рудоносным флюидным системам по Ф.А. Летникову [61] и S – гранитным рудоносным системам по П.В. Ермолову (2000 г.).

Надintrузивная система характеризуется активным взаимодействием гранитных расплавов с боковыми породами повышенной карбонатности, углеродности и основности. Такие условия создавались в северо-восточной головной части Центрально-Калбинского блока (возможно) надвига, активизация которого сопровождалась вторжением в Иртышскую зону огромной расплавленной гранитной массы с явлениями магматического поглощения. Становление гранитных массивов в неравновесных физико-химических условиях, вероятно, способствовало отделению рудоносных пегматитообразующих растворов-расплавов. Редкометалльное оруденение (Ta, Nb, Li, Be, Sn и др.) концентрировалось во фронтальной части расслоенных интрузивных тел, в их апофизах и ответвлениях, а также в боковых породах надintrузивной зоны, подверженных интенсивным контактово-метасоматическим изменениям, вплоть до образования гранитизированных пород, мигматитов и артеритов (Бакенное месторождение).

Бакенное месторождение находится в районе пос. Огневка, Восточно-Казахстанской области. Его изучением занимались Ю.А. Садовский, О.И. Садовская, В.А. Филиппов, И.Г. Аргамаков, Е.П. Пушко и другие геологи. Месторождение расположено в северном эндо- и экзоконтакте Прииртышского гранитного массива Центральной Калбы, в пределах Огневско-Бакенного рудного узла. Структура рудного поля контролируется Гремячинско-Киинской зоной широтного разлома, в которой размещаются многие рудопроявления редкометалльных и блоковых микроклиновых пегматитов, а на восточном фланге – грейзеновые и кварцево-жильные Sn-W проявления Гремячинского рудного узла (рисунок15).

Становление рудного поля происходило в несколько этапов. Первый (ранний) этап характеризуется внедрением гранитов I фазы калбинского комплекса. Второй (дайковый) знаменуется залечиванием прототектонических трещин жильными производными, связанными с гранитами I фазы, который заканчивается внедрением пегматитового расплава в подготовленные трещинные структуры.

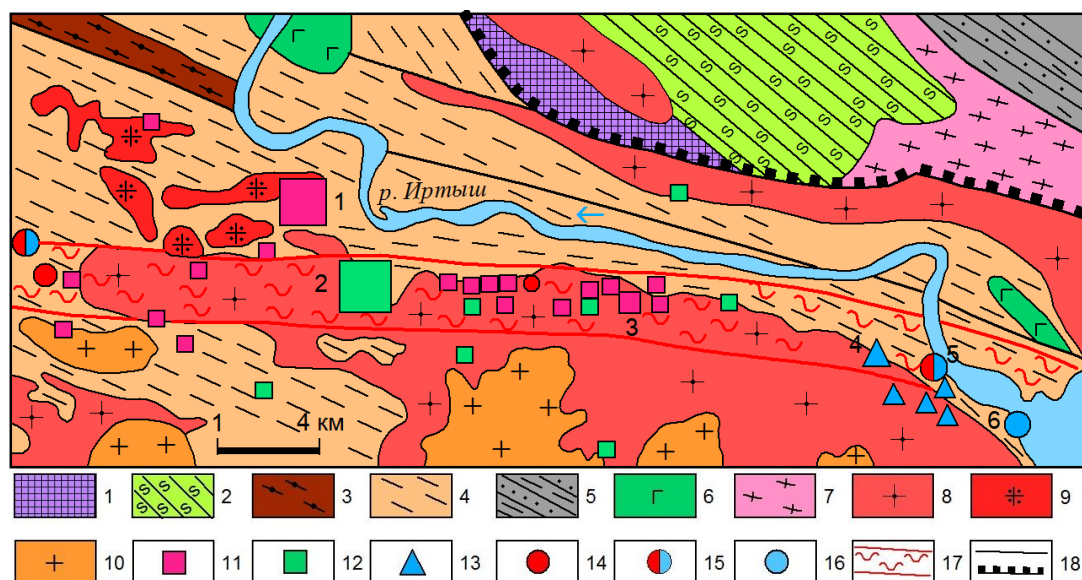
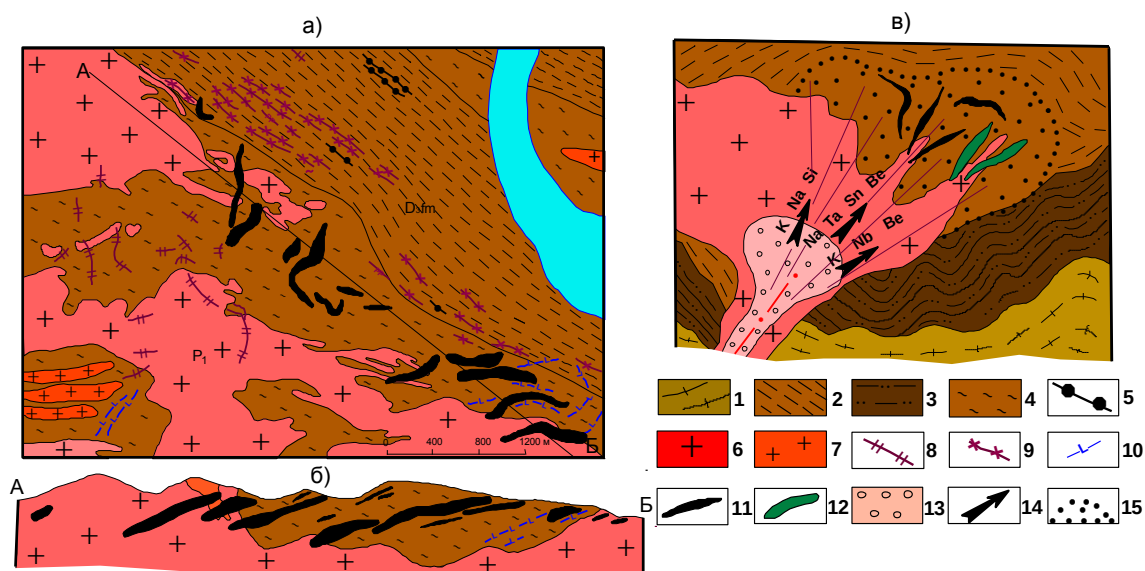


Рисунок 15 - Схема размещения Гремячинско-Киинской рудной зоны в Центральной Калбе

В третьем (внутрирудном) этапе в результате тектонических подвижек происходит приоткрывание трещин, разбивших месторождение на ряд блоков, способствующих поступлению с глубины новых порций пегматитового расплава, взаимодействие которого с уже сложившимся пегматитом ведет к усложнению внутреннего строения жилы и усилению её продуктивности. В данном случае система из закрытой периодически становится открытой (по А.И. Гинзбургу) или полузакрытой (по В.И. Синякову) об этом свидетельствует закономерное распределение редкометалльного оруденения в пегматитовых жилах месторождения (рисунок 16).

По данным разведочных работ на месторождении все жилы объединяются в пять свит и по составу отвечают пегматитовой тантал-оловянной формации (микроклин-альбитовой субформации [7]). Каждая свита имеет главную стволую жилу. Форма пегматитовых жил плитообразная, неправильно-плитообразная, в плане изометричная и лентовидная. Простираие жил I свиты- субмеридиональная, II-северо-восточное, III-субширотное, IV, V-северо-восточное и северо-западное до субширотного.



1 – гранитно-метаморфический слой; 2 – углеродисто-песчаниково-алевролитовая, аспидная, такырская свита D₃fm; 3 – нерасчлененные карбонатно-терригенные отложения кыставкурчумской свиты, D₂gv и более древних толщ (возможно каледонских); 4 – гранитизированные породы, мигматиты, артериты; 5 – дайки кунушского комплекса, C₃; 6 – граниты первой фазы, 7 – граниты второй фазы и 8 – жильные аплитовидные граниты калбинского комплекса; 9 – аплит-пегматиты; 10 – олигоклаз-микроклиновые; 11 – редкометалльные пегматиты; 12 – блоковые микроклиновые пегматиты; 13 – очаги рудоносных расплавов; 14 – направление перемещения флюидопотоков; 15 – эманационные ореолы РЭ.

Рисунок 16 – Схема геологического строения Бакенного месторождения (а – план месторождения; б – геологический разрез; в – модель образования) [117].

Общий вертикальный диапазон распространения рудных тел-350 метров, по падению до 1 км. Внутреннее строение пегматитовых свит усложняется от лежачего к висячему боку рудного поля. В этом же направлении происходит смена блоковых кварц-микроклиновых пегматитов (с бериллом и колумбитом) более продуктивными минеральными комплексами (таблица 5).

Таблица 5 - Распределение минеральных комплексов в пегматитовых свитах

Свита	Минеральный комплекс	Полезные компоненты
Свиты лежачего бока (IV-V)	кварц-микроклиновый, микроклиновый блоковый, кварц-альбит-микроклиновый	колумбит, берилл, полевой шпат, слюды
Свиты средней части (III)	кварц-микроклин-альбитовый, кварц- альбитовый (со сподуменом)	колумбит, танталит, касситерит, слюды
Свиты висячего блока (I и II)	мусковит-кварц-альбитовый, кварц- клевеландитовый и сподумен-альбитовый, внутри пегматитовых жил встречается грейзен (кварц-альбит-слюдистые)	колумбит, танталит, касситерит, поллуцит, сподумен

Свиты I, II, III развиты на участке собственно Бакенного месторождения.

Огневское месторождение представлено IV и V свитами лежащего бока пегматитового поля.

Генетическая связь редкометалльных пегматитов с гранитами первой фазы обосновывается пространственно-структурной приуроченностью рудных жил к выклинивающимся апофизам гранитного массива. Для месторождения также характерны тонкие жилообразные и шнуровидные гранитные апофизы (мощностью 10-50 см.), залегающие согласно с боковыми породами (рисунок 17).

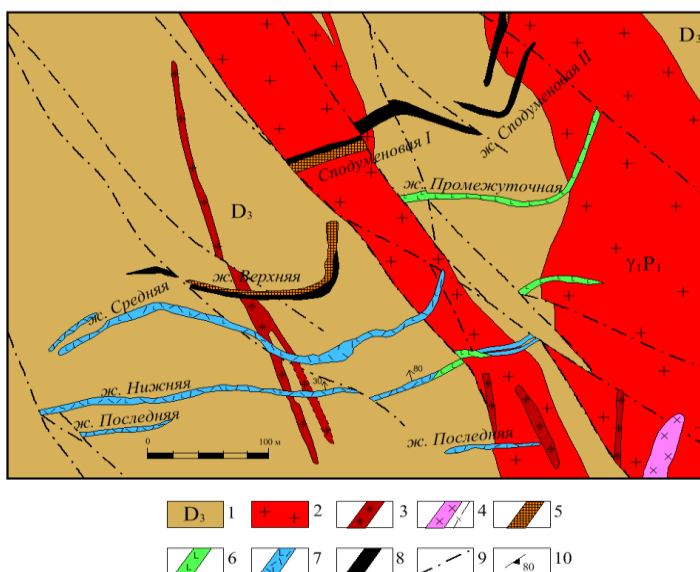


Рисунок 17 – Послойные гранитные апофизы (светло-серого цвета) во вмещающих породах такырской свиты Бакенного месторождения.

Рудовмещающей средой явились апофизы контаминированных гранитов I фазы калбинского комплекса и метаморфизованные отложения такырской свиты – андалузитовые и кварц-полевошпат-слюдястые сланцы, мигматиты, артериты. Рудные жилы занимают поперечное положение относительно гранитов и сланцев в виде системы лестничных жил (по Ю.А. Садовскому) с падением к северо-западу под углом 15-20° (рисунок 18). При этом пегматитовые жилы (Сподуменовая, Промежуточная, Верхняя и др.) образуют волнообразные изгибы с размещением альбит-сподуменовых рудных жил висячем боку зональной рудной системы.

Морфоструктура месторождения по Е.П. Пушко – многокорневая жильная. Форма рудных тел – жилообразная и неправильно плитообразная, в плане – линзовидная и лентовидная (рисунок 19). Мощность жил изменяется от 4-6 до 15 м, реже достигает 20 м; размеры их по падению превышают простирание. Общий вертикальный диапазон распространения рудных тел более 350 м, по падению 1000 м. Отмечаются равномернозернистые, блоковые и зональные пегматиты. По И.Г. Аргамарову (1977 г.), зональность рудного поля (от лежащего к висячему боку) проявляется в смене минеральных типов

пегматитов с определенной рудной специализацией: 1) альбит-олигоклаз-микроклиновый (безрудный), 2) альбит-микроклиновый (Ве), 3) микроклин-альбитовый со сподуменом (Та, Ве) и 4) сподумен-альбитовый с микроклином и лепидолитом (Та, Ве, Li, Cs).



1 – такырская свита D₃, биотитовые, биотит-андалузитовые роговики (с гранатом и силлимонитом), мигматиты, артериты; 2 – среднезернистые биотитовые слабо порфировидные граниты, плагиограниты; 3 – мелкозернистые меланократовые граниты; и 4 – жильные биотитовые граниты, микрограниты I фазы калбинского комплекса; 5 – 8 – пегматитовые жилы (5 – кварц-мусковит-микроклиновые неравномернозернистые, 6 – кварц-микроклиновые блоковые, 7 – кварц-альбит-микроклиновые равномернозернистые и 8 – альбит-сподуменовые); 9 – разломы; 10 – элементы залегания пегматитовых жил.

Рисунок 18 – Геологическая схема-врезка центральной части Бакенного месторождения (по материалам Р.А. Губайдуллина, В.В. Потылицина 1984г.)



Рисунок 19 – Плиткообразная форма жилы Сподуменовой. Бакенное месторождение

Детальным изучением минерального состава пегматитов занимались А. И. Гинзбург, В. Д. Никитин, Н. А. Солодов, Ю. А. Садовский и др. по их данным пегматиты характеризуются большим разнообразием и содержат более 80 минералов. Основные порообразующие минералы пегматитов: альбит-60%, кварц-18%, микроклин-7%, мусковит-11%. Второстепенные: берилл, апатит, турмалин, зеленные слюдки, жильбертит, флюорит, кальцит. Редко встречаются: мангано-танталит, титано-танталониобат, микролит, амблигонит, лепидолит, поллуцит, тапиолит и др. главные рудные минералы: колумбит-танталит, берилл, касситерит и сподумен. Наиболее распространённый кварц-микроклин-альбитовый тип пегматитов состоит из альбит-клевеландита 46%, кварца 26%, микроклина 13%, сподумена 7,6%, мусковита 4,5%, касситерита 0,2%, танталит-колумбита 0,03% и других минералов.

Данные по физико-химическим условиям формирования пегматитов позволяют считать, что они образовались в полузамкнутой системе из растворов-расплавов, обогащенных летучими (H_2O , CO_2) и редкими элементами (Ta, Sn, Be и др) в диапазоне температур 1000-280⁰ С и давлении от 4000 до 600 атм (И. Г. Аргамаков, 1977 г)

На Бакенном месторождении ведущим является танталовое оруденение. Руды (пегматитовые жилы) массивные, неравномернозернистые, средне-крупнозернистые. На типы и сорта не делятся и полностью подлежат добыче.

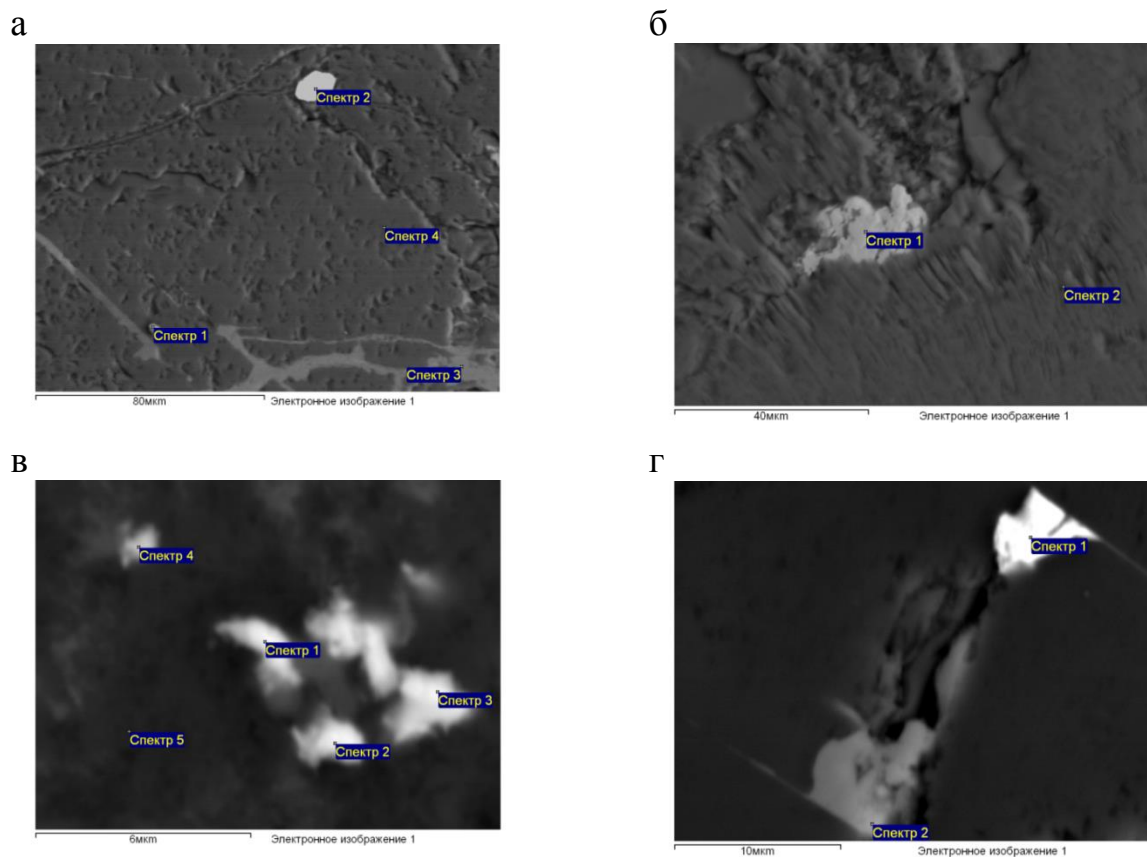
Танталит-колумбит - главный рудный минерал представлен неправильными гнездами, агрегатами, отдельными кристаллами таблитчатой и короткопризматической формы. Имеет такой химический состав (%): Ta_2O_5 (67,3), Nb_2O_5 (16,5), MnO (14,6), SnO_2 (0,9) и FeO (0,7). Концентрация Ta_2O_5 варьирует от 0,002 до 0,15% при среднем содержании 123 г/т. Кроме макроскопической вкрапленности в рудах фиксируются микровключения танталита (размером от первых единиц до десятков мкм) в ассоциации с фтор-apatитом, микроклином, колумбитом, сподуменом и другими минералами (рисунок 20).

Колумбит наблюдается в виде призматических кристаллов, сростков и двойниковых образований, приуроченных обычно к тончайшим микротрещинам (рисунок 21).

Берилл встречается в виде мелкой вкрапленности или образует крупные кристаллы длиной до 1 м. По составу относится к щелочной разности (BeO 8,9-11,68%, Cs_2O 0,6-1,5%). Содержание бериллия в рудах 0,002-0,5% (среднее 0,068%), запасы значительные.

Касситерит представлен мелкими зернами размером 0,2-3мм или отмечаются в виде отдельных крупных гнезд. Пространственно ассоциирует с микроклин-альбитовым минеральным комплексом. Химический состав касситерита: SnO_2 (81,6%), Ta_2O_5 (1,86%), Nb_2O_5 (1,41%), Fe_2O_3 (1,4%), TiO_2 (0,18%), MnO (0,13%) и прочие (13,42%). Параметры кристаллической решетки: a_0 (5,742), b_0 (14,350), c_0 (5,003). В альбитизированных пегматитах (со сподуменом) на микроуровне наблюдаются включения касситерита неправильной формы (размером в первые единицы мкм), локализованные в

кварцевых микрогнездах. Такие же зерна касситерита характерны для кварц-сподуменового пегматита, в которых содержание Sn 36,08%. Здесь же отмечаются более крупные зерна правильной кристаллографической формы (размером более 100 мкм), близкой к ромбической (рисунок 22). Содержание олова в рудах 0,005-0,5% (среднее 0,065%); балансовые запасы 5318 т.



а, б, в -танталит-колумбит в пегматитах с фосфатами лития, г- микролит в альбит-сподуменовых пегматитах.

Рисунок 20 - Микровключения танталоносных минералов в рудах Бакенного месторождения

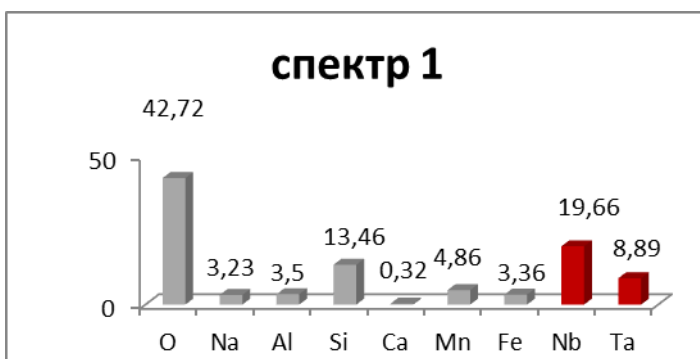
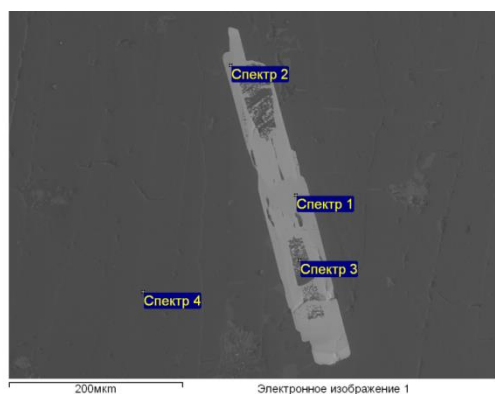


Рисунок 21 - Зерно колумбита призматической формы в пегматите с фосфатами марганца Бакенного месторождения

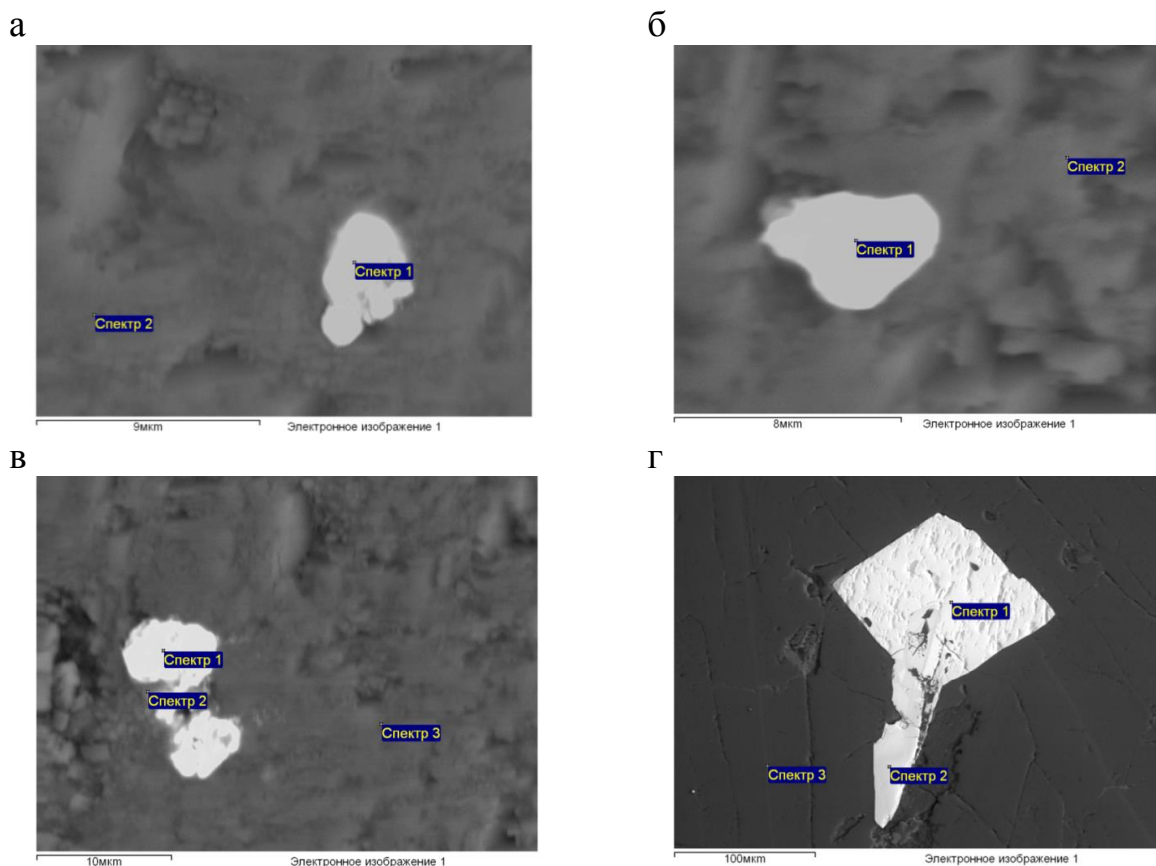


Рисунок 22 - Микровключения касситерита в альбитизированных и кварц-сподуменовых пегматитах Бакенного месторождения

Сподумен является типичным минералом альбит-сподуменового комплекса. Характеризуется призматическим обликом кристаллов, образует также отдельные крупные гнезда (рисунок 23). На РЭМ-изображении сподумен содержит микровключения танталоносного шеелита (W 45,92 вес % и Ta 7,69 вес %), касситерита (Sn 34,51 %) и окисного никелевого минерала, (возможно бунзенита NiO, содержащего Ni 62,34 %); в незначительном количестве отмечаются примеси Zn, Pb, Br, P. По результатам масс-спектрометрии в сподумене содержание Li 48130 г/т, повышены значения (г/т): Cr (117,4), Zr (105), Pb (103,8), Sn (69,3), W (7,59), Nb (2,64). Концентрация лития в рудах изменяется от 0,002 до 2,5 % (среднее 0,119 %), запасы значительные.

Поллуцит встречается в различных по составу поллуцитсодержащих комплексах I и II свит всячего бока месторождения. Наиболее продуктивный клеветландит-кварц-сподуменовый комплекс (с лепидолитом и поллуцитом) прослеживается в виде линз на значительное расстояние, располагаясь в осевой части жил (Сподуменовой I, № 100, Сподуменовой III и др.). Кроме того, цезий концентрируется в полевых шпатах и слюдах. В кристаллическую решетку последних входит рубидий. Среднее содержание Cs₂O, 0,12 %, запасы – 558 т. Значительная часть поллуцитсодержащих руд отработана.

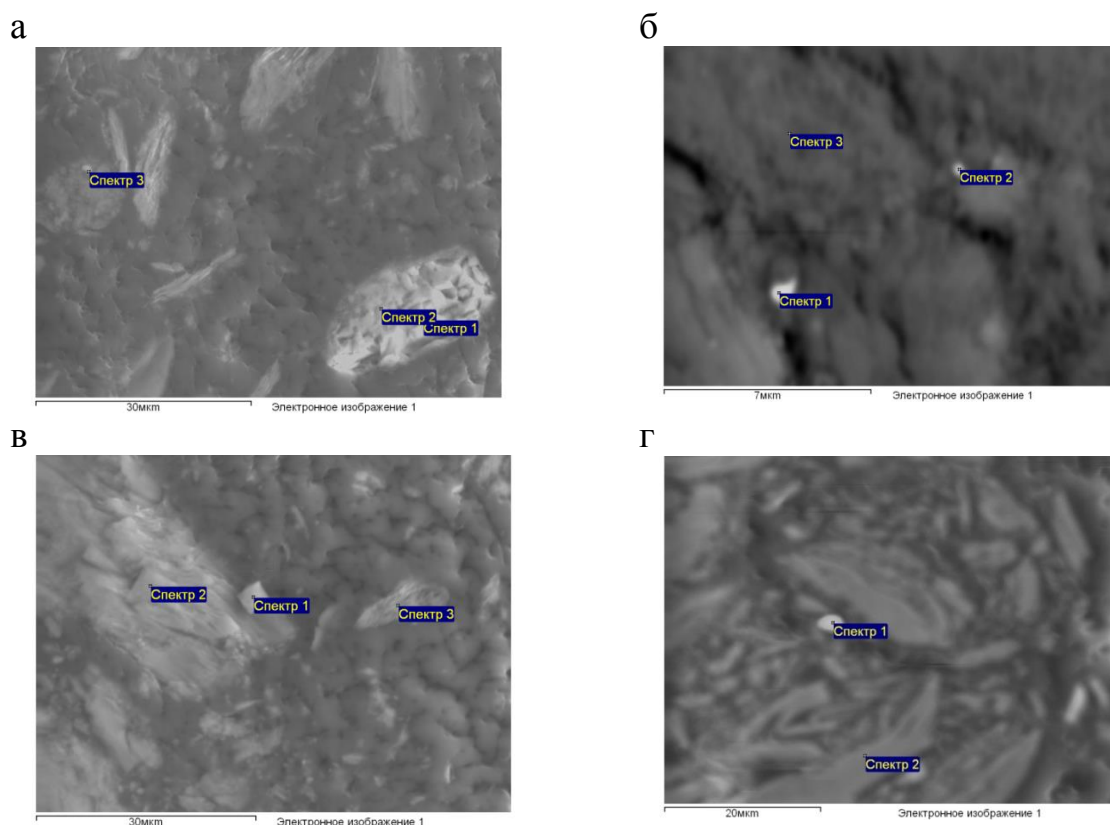


Рисунок 23 – Крупное гнездо сподумена в пегматите Бакенного месторождения.

Поллуцит встречается в различных по составу поллуцитсодержащих комплексах I и II свит всячего бока месторождения. Наиболее продуктивный клевеландит-кварц-сподуменовый комплекс (с лепидолитом и поллуцитом) прослеживается в виде линз на значительное расстояние, располагаясь в осевой части жил (Сподуменовая I, № 100, Сподуменовая III и др.). Кроме того, цезий концентрируется в полевых шпатах и слюдах. В кристаллическую решетку последних входит рубидий. Среднее содержание Cs_2O , 0,12 %, запасы – 558 т. Значительная часть поллуцитсодержащих руд отработана.

Как видно, главные рудные минералы Бакенного месторождения (танталит-колумбит и касситерит) представлены не только в виде макроскопической вкрапленности, но образуют мелкие зерна микровключения неправильной формы размером в первые единицы и десятки микрон, что необходимо учитывать при разработке технологии обогащения редкометалльных руд.

Мусковит является типоморфным минералом кварц-альбит-микроклинового комплекса. Представлен крупными пластинами серебристого цвета, содержащими фтористые и галоидные минеральные включения. Кроме того, в мусковите по трещинкам фиксируются микровключения самородно свинца, фтор-апатита, тетраэдрита, галита (рисунок 24). Эти данные указывают на обогащенность пегматитообразующих растворов фтористыми и галоидными соединениями (F, P, Cl), а также рудными элементами (Cu, Pb, Sb, Zr), концентрация которых происходила в более поздних минеральных комплексах. В альбитизированных пегматитах, например, содержащие фосфора составляет 7390г/т.



а-фтор-апатита, б-тетраэдрита, в-галита, г-самородного свинца

Рисунок 24- Микровключения минералов в мусковитах Бакенного месторождения

В зельбандах рудных пегматитовых жил роговики такырской свиты подвержены интенсивной грейзенизации и содержат типоморфные минералы: апатит, шеелит, циркон (Zr 28,64вес %), серебросодержащего монацита (Ag 1,51 вес %), примеси Y, P, что является поисковым признаком для редкометалльных пегматитов.

Автором производилось также дополнительное изучение вещественного состава рудовмещающих гранитов, пегматитовых жил и мономинеральных фракций (полевои шпат, кварц, биотит, мусковит, танталит-колумбит и др.) и индикаторных геохимических элементов для данного типа (эталонного) месторождения.

По результатам масс-спектрометрии рудовмещающие граниты I фазы калбинского комплекса обогащены редкоземельными элементами ($\Sigma P3Э = 80,74$), среди которых легкая группа существенно преобладает над тяжелыми элементами с соотношением 5:2:1 (таблица 6).

Среди халькофильных элементов повышены значения Zn, Pb, Cu, отмечаются также весовые содержания благородных и сопутствующих элементов - Au, Ag, Pt, Pb, Sb, Bi (таблица 7). Рассеянные элементы представлены в основном Sr (129,7 г/т), Zr (117,6 г/т), В (34,9г/т) и др. Петрогенные компоненты имеют близкие значения К (29058 г/т), Na (20234 г/т) и Са (22406 г/т).

Таблица 6 – Содержание редких земель в гранитах I фазы калбинского комплекса (г/т)

№ Пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
0-21 (1)	15,21	29,20	4,71	16,38	4,33	0,83	4,37	0,68	3,45	0,65	1,66	0,26	1,55	0,26
0-21 (2)	18,17	33,38	5,48	21,03	4,31	1,01	4,22	0,63	3,55	0,57	1,35	0,19	1,12	0,24
0-21 (3)	14,97	25,81	4,10	15,91	2,54	0,86	3,26	0,48	2,94	0,56	1,28	0,21	1,09	0,31
0-21 (4)	7,40	12,41	1,97	7,85	1,66	0,71	1,81	0,39	1,80	0,33	0,87	0,14	0,92	0,14
0-21 (5)	27,83	42,84	5,65	19,78	3,16	1,20	3,61	0,54	2,80	0,55	1,55	0,24	1,52	0,24
Среднее значение	16,72	28,73	4,38	16,19	3,2	0,92	3,45	0,68	2,91	0,53	1,34	0,21	1,24	0,24
Примечание - Результаты ICP-MS, аналитик С.Н. Полежаев														

Таблица 7 – Содержание халькофильных и сопутствующих элементов в гранитах I фазы калбинского комплекса (г/т)

№ пробы	Cu	Zn	Pb	Sb	Ag	Au	Pt	Bi	Pd	Cd	Ba	Sc
0-21 (1)	23,65	156,30	53,92	1,91	0,57	0,39	0,034	0,54	0,92	0,08	387,8	7,18
0-21 (2)	41,42	59,47	41,14	1,54	1,74	0,26	0,01	0,51	0,96	0,04	375,5	7,63
0-21 (3)	50,47	60,63	68,23	1,29	0,51	0,28	0,01	0,73	0,96	0,12	396,1	15,63
0-21 (4)	51,13	88,05	104,90	2,12	0,46	0,28	0,01	1,378	0,72	0,07	328,1	15,30
0-21 (5)	73,43	160,60	136,30	1,68	0,32	0,25	0,017	1,03	0,92	0,16	396,8	16,15
Среднее значение	48,02	105,01	80,90	1,51	0,72	0,29	0,01	0,838	0,704	0,09	376,87	10,85

Редкометалльная группа характеризуется повышенными значениями (г/т) редкощелочных элементов – Li, Rb, Cs (сумма 429,2), Nb (17,27) и Sn (14,62), таблица 8.

Таблица 8 – Содержание редких элементов в гранитах I фазы калбинского комплекса (г/т)

№ Породы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
0-21 (1)	1,49	34,40	3,94	294,50	166,6	18,92	10,35	0,80	0,83
0-21 (2)	1,75	14,84	2,29	289,60	150,1	21,98	11,91	0,46	0,43
0-21 (3)	1,20	11,63	1,66	256,00	145,1	19,24	20,55	0,63	0,75
0-21 (4)	0,89	12,74	3,31	107,50	164,4	40,87	18,74	0,66	0,53
0-21 (5)	0,95	12,76	1,91	295,00	158,2	18,16	11,53	1,04	1,30
Среднее значение	1,26	17,27	2,62	248,52	156,88	23,83	14,62	0,72	0,77

Как видно исходные гранитные расплавы были обогащены редкоземельными, халькофильными, редкометалльными элементами, что нашло отражение в образовании в последующих рудных процессах лепидолита, сподумена, танталит-колумбита, касситерита и других минералов.

Бакенное месторождение по подсчитанным запасам Ta, Nb, Be, Li, Sn имеет промышленное значение и многие годы разрабатывалось Белогорским горно-обогатительным комбинатом (пос. Асубулак), но в настоящее время законсервировано (таблица 9).

Таблица 9 - Запасы редких металлов Огневского и Бакенного месторождений.

Месторождение	Полезное ископаемое	Ед. изм. Полезного ископаемого	Ед. измерения содержания	Содержание компонента	Запасы по категориям A+B+C ₁	Запасы по кат. C ₂	Забалансовые запасы
Огневское	бериллий	т	%	0,032	76,0	-	-
Бакенное	олово	т	%	0,065	3623,0	1695,0	1096,0
	бериллий	т	%	0,068	Значит-ые	2101,0	1675,0
	ниобий	т	г/т	117,475	-	925,0	280,0
	тантал	т	г/т	123,783	Значит-ые	231,6	144,8
	литий	т	%	0,119	Значит-ые	2768,0	2016,0

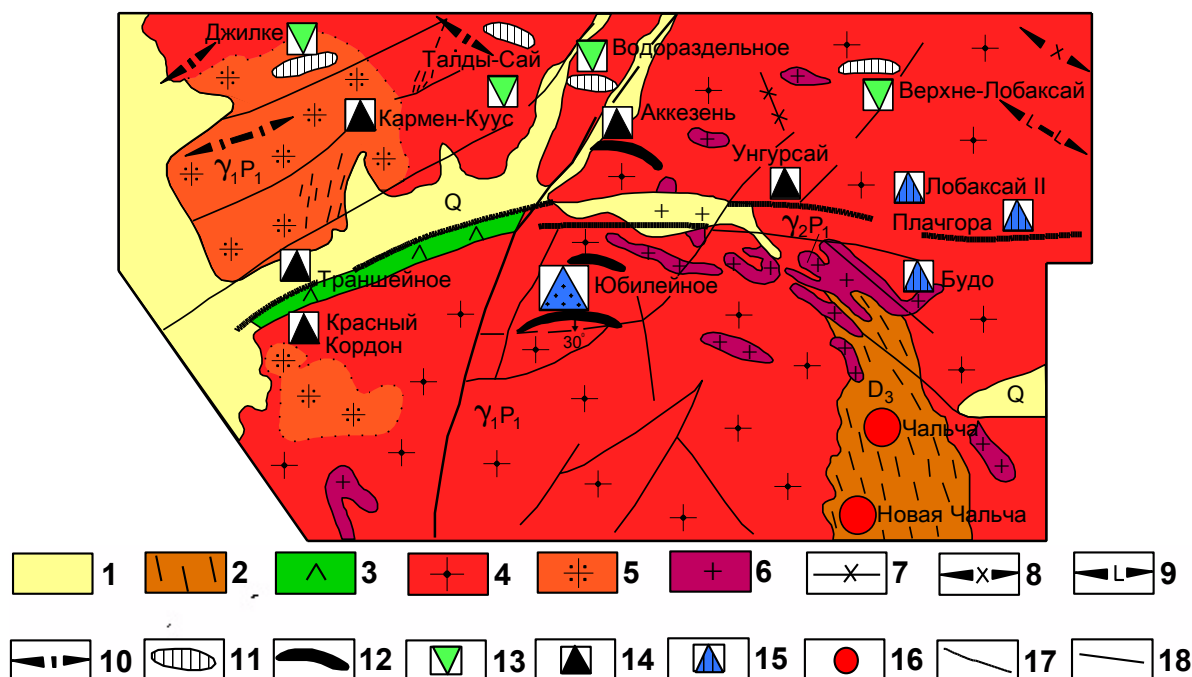
Увеличение запасов редких металлов предполагается за счет доразведки флангов и глубоких горизонтов месторождения на Промежуточном участке и северо-западном фланге в районе жилы Жатысары.

Юбилейное месторождение расположено в центральной части Калбинского хребта, в 80 км юго-восточнее г. Усть-Каменогорска, вблизи пос. Асубулак. Месторождение открыто в 1955 году Г.И. Казаряном, П.И. Вершковым и В.А. Филипповым. В 1955-1962 г. на месторождении проводились поисково-разведочные работы (К.Н. Иванова, В.А. Филиппов, 1964г.), а в 1973 г. произведен подсчет запасов редких металлов. (Е.П. Пушко, Б.А. Аргамачова, Н.Г. Тараненко). В этот же период выполнена оценка цезиенности пегматитовых жил Юбилейного месторождения (М.М. Уколов, Н.И. Степаненко, З.В. Шаманаева, 1973г.), а в более поздние годы продолжалась доразведка флангов и глубоких горизонтов данного месторождения (К.Ш. Шапауов, 1978г., Л.П. Рыбина, Н.П. Волкова, 1989г.).

В 1984-1989 гг производилось более детальное геолого-петрографическое и минералого-геохимическое изучение рудовмещающих гранитоидов и рудных тел Юбилейного месторождения с количественной оценкой прогнозных ресурсов редких металлов (Б.А. Дьячков, Т.М. Никитина, Н.П. Майорова, О.Д. Гавриленко и др.). Большой вклад в изучение месторождения внесли также В.К. Ремез, Р.С. Миназов, К.С. Дегтяр, Н.А. Арсентьева, Р.А. Баязитов, А.Н. Суртаев, Г.Б. Мелентьев, Е.М. Карибаев, И.Г и С.Г. Аргамачовы и другие.

Геологическая позиция. Месторождение размещается в Калба-Нарымском гранитоидном поясе, в пределах Центрально-Калбинского блока повышенной тектонической активности. Месторождение пространственно входит в состав Асубулакского-Белогорского рудного узла и локализуется в Асубулакском рудном поле, контролируемым субширотным глубинным разломом в прогибах кровли Тастюбинского гранитного массива калбинского комплекса (рисунок 25).

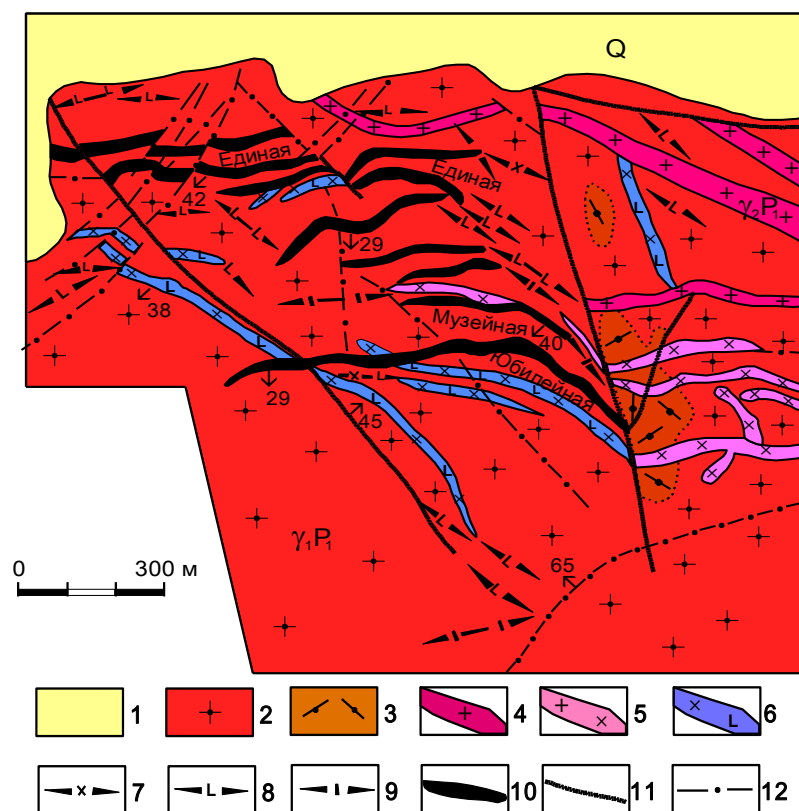
В геологическом строении рудного поля (длинной 8-10км и шириной 3-4км) принимает участие песчаниково-алевролитовые отложение такырской свиты (D_3), гранитоиды калбинского комплекса (P_1), и рыхлые четвертичные отложения. Широко развиты также жильные граниты, аплиты, аплит-пегматиты и пегматиты различных типов. Установлена разновозрастность жильных пород, метасоматитов и редкометалльного оруденения, сопровождающих каждую интрузивную фазу калбинского комплекса. Определена рудоконтролирующая роль Асубулакского субширотного разлома в формировании трещинно-разрывной многокорневой морфоструктуры рудного поля, объединяющего две приразломные Унгурсайскую и Краснокордонскую рудоносные полосы (шириной от 1 до 2,5 км). Рудные объекты имеют линейно-узловое распределение и локализуются с шагом 1,5км. Рудовмещающими являются гранитоиды калбинского комплекса (P_1), содержащие останцы и ксенолиты пород такырской свиты (D_3) (рисунок 26).



1 - четвертичные отложения; 2 - сланцы такырской свиты; 3 - диориты, гранодиориты кунушского комплекса; 4 - средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы, 5 - их контаминированные разности и 6 - мелко-среднезернистые мусковитизированные грниты II фазы калбинского комплекса; 7 - жильные аплитовидные граниты, 8 - аплит-пегматиты, 9 - олигоклаз-микроклиновые пегматиты безрудные, 10 - альбитизированные пегматиты слабо рудоносные, 11 - блоковые микроклиновые пегматиты, 12 - рудные пегматитовые жилы; 13 - месторождения блоковых колумбит-берилловых; 14-15 - месторождения редкометалльных пегматитов (14 - микролин-альбитовые с петалитом и 15 - альбитовые с цветным минеральным комплексом, сподумен-альбитовые); 16 - кварцево-жильные оловянные; 17 - фрагменты широтного глубинного разлома; 18 - мелкие разрывные нарушения.

Рисунок 25 - Схема геологического строения Асубулакского рудного поля

Такырская свита на флангах месторождения фиксируются фрагментарными выходами ороговикованных темно-серых мелкозернистых песчаников и черных углисто-глинистых алевролитов. Более мелкие останцы и ксенолиты в гранитах представлены гранитизированными сланцами, магматитами и гибридными породами. Их контакты с гранитами резкие или расплывчатые инъекционно-метасоматические, часто они насыщены мелкими прожилками кварц-микроклинового и альбит-микроклинового состава. Светлые разности магматитов и гибридных пород по минеральному составу близки к плагиогранитам (плагиоклаз 35-40%, кварц 30-35%, калиевый полевой шпат до 5%, биотит-15%, акцессори-5%). Породы меланократового облика с повышенным содержанием Fe, Mg, Ca, Ti и бедные щелочами ($a:c=1,5$) приближаются к кварцевым диоритам.



1 - рыхлые четвертичные отложения; 2 - средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы калбинского комплекса; 3 - ксенолиты мигматизированных сланцев такырской свиты; 4 - среднезернистые мусковитизированные граниты II фазы; 5 - жильные аплитовидные граниты, 6 - аплит-пегматиты, 7 - аплиты, 8 - пегматиты кварц-олигоклаз-микроклинового состава; 9 - альбитизированные пегматиты; 10 - рудные пегматитовые жилы; 11 - разломы, 12 - мелкие разрывные нарушения и трещиноватость.

Рисунок 26 - Схема геологического строения Юбилейного пегматитового месторождения (по материалам В.А. Филиппова)

Калбинский комплекс объединяет две интрузивные фазы: 1) крупно-среднезернистые порфировидные биотитовые граниты и 2) мелко-среднезернистые равномернозернистые мусковитизированные граниты. Каждая гранитная фаза сопровождается своими жильными породами-аплитовидными гранитами, аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами.

Рудные пегматитовые жилы прорывают граниты I фазы и контролируются наложенной системой трещиноватости (простираение СЗ 310° - СВ 80° , углы падения $10-50^\circ$ на юг), оперяющей субширотный глубинный разлом. Именно с активизацией пологой системы трещиноватости, занимающей автономное положение в гранитах, связывается формирование основных рудных тел месторождения. В гранитах также проявлены разрывные нарушения северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направления.

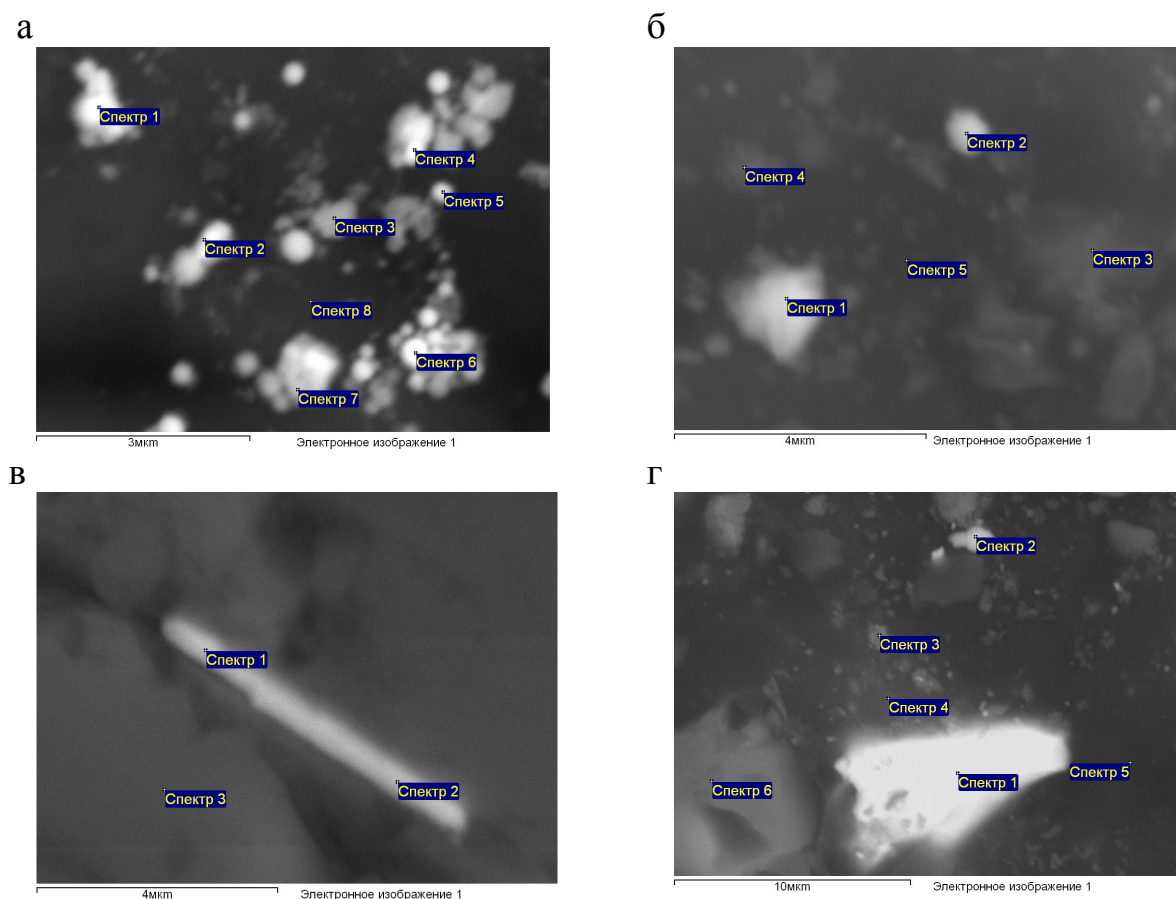
Петролого-геохимическая характеристика. Граниты I фазы резко преобладают на месторождении. Представлены крупно-среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами (главная интрузивная фация) и

контаминированными разностями - адамеллитами, гранодиоритами и плагиогранитами (эндоконтактовая фация). Окраска их серая и буровато-желтая, вкрапленники образованы микроклином (размером до 1-2 см по удлинению кристалла). Количественно-минеральный состав гранитов (%): плагиоклаз (№35-12) - 32-40, калиевый полевой шпат 18-30, кварц 23-35, биотит 11-17, акцессорные и прочие 1-2. Плагиоклаз подвержен незначительной серицитизации. Кварц образует ксеноморфные зерна, чаще перекристаллизованные в гранобластовый агрегат. Калиевый полевой шпат отмечается в виде сдвойникованных кристаллов микроклин-пертита. Биотит высокоглиноземистый встречается в двух генерациях, подвержен хлоритизации и содержит включения сфена, апатита, цоизита и эпидота. Акцессорные минералы - апатит (1250-1770 г/т), ильменит (332-1210 г/т), турмалин (175 г/т) и циркон (75 г/т), рудные представлены арсенопиритом (18 г/т) и лимонитизированным пиритом (168-328 г/т). В знаках отмечаются касситерит, сподумен, молибденит и другие минералы.

По химическому составу рассматриваемые гранитоиды умеренно кислого состава ($Q=+24,5$), несколько пониженной щелочности ($a:c=4,1$) натриево-калиевой серии и низкоплумазитовые, отличаются относительно повышенной глиноземистостью ($al'=4.52$) и основностью. При сопоставлении с типовыми породами занимают среднее положение между гранодиоритами и нормальными гранитами. По геохимическим данным граниты специализированы на Cu (до 7,5 кларков), Sn (4-7), Be (2-9) и Li (22). В них повышено содержания Ta (до 15 г/т), сконцентрированного в биотитах.

Жильные породы-аплитовидные граниты и аплиты образуют крупные и мелкие тела длиной в сотни метров и мощностью 1-10 м и более. Характеризуются мелкозернистой структурой, обычно грейзенизированы и турмалинизированы. Имеют петрохимическое родство с гранитами I фазы, отличаясь от них повышенной кремнекислотностью ($Q=+33-35$). В виде аксессуаров содержат турмалин, апатит и топаз. Геохимически специализированы на Li, Sn, Be (2-10 кларков).

Пегматиты подразделяются на три типа: 1) олигоклаз-микроклиновые (безрудные), 2) микроклиновые-блоковые с бериллом и колумбитом (слабо рудоносные) и 3) альбитовые с несколькими минеральными комплексами (рудные). На месторождении доминируют олигоклаз-микроклиновые пегматиты, локализованные в прототектонических трещинах гранитов. Образуют жилы правильно-плитообразной формы мощностью от 10-20 см до 5-10 м, длиной в десятки-сотни метров, часто системы мелких и крупнопадающих прожилков. От вмещающих гранитов отличаются повышенной кремнекислотностью и калиевой щелочностью. Геохимическая специализация близка к аплитовидным гранитам и аплитам. На микроуровне в грубозернистых олигоклаз-микроклиновых пегматитах отмечаются примеси элементов Pb, Zn, As, Sb и Ni (рисунок 27 а, б, в), а также зафиксированы нанодисперсное включение колумбита проволоковидной формы и зерно касситерита размером до 10 мкм (рисунок 27 г)



а - свинцово-цинковые наноразмерные; б - антимонита и никеленосного минерала; в - пластинчатого колумбита; г - касситерита комковидной формы.

Рисунок 27 - Микровключения в грубозернистых олигоклаз-микроклиновых пегматитах Асубулакского рудного поля

Кварцевые жилы контролируются мелкими трещинами и разрывами, ориентированными в северо-западном направлении $300-350^\circ$ (с углами падения $45-60^\circ$ на СВ и ЮЗ) или субширотном с падением на юг под 50° . Мощностью их изменяется от 1-10 до 20-40 см, длина составляет первые метры. В кварцевых жилах отмечаются турмалин, мусковит, полевой шпат и горный хрусталь. Геохимически повышены кларки концентрации Li (37,5), Zn(9,8), Mo(2,2).

Граниты II фазы образуют серию небольших дайкообразных тел, развитых преимущественно на восточном фланге месторождения. Это мелко-среднезернистые мусковитизированные граниты, состоящие (в %) из примерно равного количества плагиоклаза №32 (33,3) и микроклина (32,3), а также кварца (26,9), мусковита (4,9), биотита (2) и акцессориев (0,6). Последние представлены в основном апатитом, второстепенные минералы - турмалин, амфибол, магнетит и циркон, в знаках отмечаются касситерит, сподумен, флюорит, танталит-колумбит и другие. Петрохимически граниты II близки к

"стандартному типу" (Таусон, 1977). Геохимически специализированы на Sn (7,5 кларка) и Pb, Mo, Be (2-3 кларка). От гранитов I фазы отличаются равномернозернистой структурой, большей лейкократовостью, повышенной щелочностью, глиноземистостью и появлением мусковитизации.

Жильные породы представлены аплитами и аплит-пегматитами длиной в первые метры и мощностью до 20 см. Пегматиты олигоклаз-микроклиновые (с шерлом и мусковитом) образуют единичные жилы (длиной в десятки метров и мощностью до 0,5м). Грейзены мусковит-полевошпатово-кварцевые составы отмечаются в виде неправильных тел и характеризуются слабой рудоносностью. Кварцевые прожилки (мощностью от 1-5 до 25см) содержат вкрапленность касситерита темно-коричневого цвета и по геохимическим данным отличаются от кварцевых жил гранитов I фазы обогащенностью Sn (200 кларков) при низких значениях Zn, Be и практическом отсутствии Li.

Юбилейное месторождение относится к пегматитовой тантал-оловянной редкощелочной формации (альбитовой субформации) [51]. Морфоструктура месторождения определяется как жильно-корневая с размещением редкометалльных пегматитовых жил в эндоконтактной зоне гранитного массива, в пологих трещинно-разрывных структурах и склонением рудных тел в направлении ЮВ 140°. Наиболее четко выделяются две системы жил автономного развития (Юбилейная и Единая) длиной более 800м и шириной до 300м, в которой концентрируются основные рудные тела (жилы Юбилейная, Музейная, Единая, Слепая и другие).

Форма рудных тел неправильно-плитообразная, размеры их в длину 120-960м при ширине 1-5м и в раздувах до 10-30. Расстояние между рудными жилами по падению составляет 50-100м. Главная рудная жила Юбилейная расположена в центральной части месторождения, имеет азимут простирания СВ 80-82°, падение на юго-восток под углами 20-40°. Форма жилы неправильно-плитообразная, выклинивание по простиранию и падению плавное. Общая длина жилы 860м, ее протяженность по падению 1000м; мощность изменяется от 0,3 до 5м, в среднем 2,5м.

Особенности минерального состава. Минеральный и химический состав руд отличаются большим разнообразием. Основными полезными компонентами являются Ta, Sn, Li, Rb, Cs. Главные жильные и рудные минералы - альбит, микроклин, кварц, мусковит, сподумен, берилл, танталит-колумбит, поллуцит и касситерит. Второстепенные минералы - апатит, турмалин, гранат, жильбертит, морион, онкозин, куккеит, эвкрипит, арсенопирит, пирит, кальцит, микролит, мангантанталит, монтебразит, амблигонит, петалит, молибденит и др. Редко встречающиеся минералы - сфен, эпидот, биотит, хлорит, графит, пироксен, роговая обманка, стрюверит, иксиолит, берtrandит, ампангабеит, циртолит, пирохлор, вольфрамит, шеелит, монацит, ильменит и др.

В рудных жилах, с учетом работ А.И.Гинзбурга, Е.П.Пушко, О.Д.Гавриленко и наших данных, выделяются следующие минеральные ассоциации или комплексы: микроклиновый, альбит-микроклиновый,

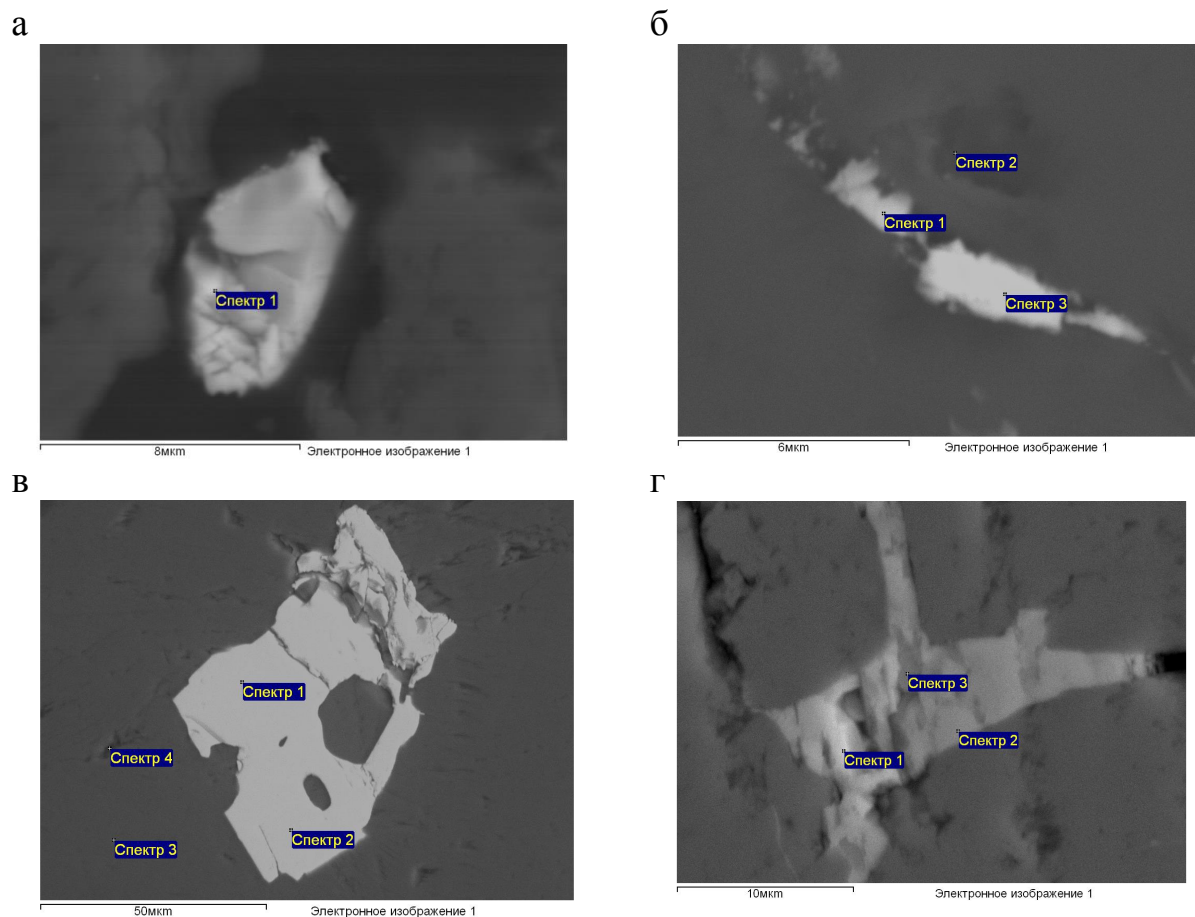
альбитовый, кварц-альбит-мусковитовый, сподумен-клевеландит-кварцевый, лепидолит-поллуцит-клевеландитовый (цветной).

Микроклиновый комплекс сложен в основном блоками микроклина (80%) и кварца (10%) с гнездами крупнопластинчатого мусковита серебристо-белого цвета, гранатом и бериллом. По химическому составу отличается повышенной калиевой щелочностью (содержание K_2O 4-11%). Главные рудные минералы - берилл и колумбит. Попутно извлекается микроклиновый концентрат как сырье для керамической и электротехнической промышленности.

Микроклин-альбитовый комплекс состоит из кварца, микроклина, альбита (мелкопластинчатого и сахаровидного) и мусковита. Встречаются также зеленый турмалин (верделит), темно-коричневый касситерит и кристаллы сподумена. По сравнению с микроклиновым комплексом характеризуется несколько повышенным содержанием Ta, Sn, Li, Cs и меньшим количеством Be, Rb.

Альбитовый комплекс является наиболее распространенным. Образует линзы и гнезда по всей мощности жил или слагает их боковые оторочки. Представлен сахаровидным альбитом (80%) с фосфатами марганца, железа и лития, кварцем (10%), мусковитом (5%), верделитом, сподуменом и прочими минералами (5%). Петрохимически выделяются натриевой щелочностью, повышенным содержанием глинозема и фтора (табл.1). Акцессорные минералы - апатит (292 г/т), фергюсонит-самарскит (34 г/т), и циркон (17 г/т). Редко встречаются пирит, сфалерит, флюорит, корунд и пироксеноиды. Геохимически специализирован на Be, Li, Sn (28-14 кларков) и в 2-3 раза обогащен Mn, Nb по сравнению с кларками гранитных пегматитов. Основной рудный минерал танталит-колумбит образует мелкую вкрапленность в сахаровидном альбите, кристаллы темно-бурые и черные размером до 0,5мм. Касситерит отмечается в виде кристаллов дипирамидально-призматического облика (размером 0,2×0,17мм) бесцветной или красновато-бурой окраски.

Кварц-альбит-мусковитовый (грейзеновый) комплекс развивается в краевых частях жил или встречается в виде гнезд в других минеральных комплексах. Петрохимически характеризуется повышенными содержаниями K_2O (5-8%), Al_2O_3 (21-24%), P_2O_5 (0,46%) F (0,54%). Типоморфными минералами, кроме кварца и альбита, являются зеленый мусковит и верделит, ассоциирующие с апатитом (2682 г/т) и танталитом (4460 г/т); подчиненное значение имеют сподумен (64 г/т) и касситерит (38 г/т). Характерной особенностью зеленых грейзенов является высокое (ураганное) содержания в них тантала (до 0,5%). В грейзеновом лепидолитовом комплексе установлена повышенная концентрация лития. На РЭМ-изображении отмечаются микровключения танталит-колумбита овальной формы, касситерита в микротрещинках размером в первые единицы мкм, более крупное зерно микролита (с примесью W (5,80 вес.%) и фтор-апатита (спектр 1) в сросте с апатитом (спектр 2), рисунок 28



а - микрозерно танталита овальной формы; б - прожилковидная вкрапленность касситерита; в - изображение микролита в лепидолитовом грейзене; г - сросток фтор-апатита и апатита.

Рисунок 28 - Микровключения минералов в грейзеновом комплексе Юбилейного месторождения

Сподумен-клевеландит-кварцевый комплекс выполняет обычно внутренние зоны и гнезда в пегматитовых жилах. Петрохимически выделяется повышенной натриево-калиевой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8\%$) и пониженным содержанием железа ($f=63$). Состоит в основном из кварца (50%), клевеландита (25%) и сподумена (20%), содержит также амблигонит, танталит, касситерит и другие минералы (5%). Клевеландит представлен удлиненно-призматическими и изогнутыми табличками бледно-голубоватого цвета. Сподумен образует уплощенные кристаллы длиной 50см с развитыми гранями призмы и пинакоида. Танталит отмечается в виде хорошо ограненных кристаллов с гранями дипирамид и призмы. Касситерит фиксируются кристаллами (размером до 1см) пирамидально-призматического облика темно-бурой и черной окраски, содержит микроскопические включения танталита с примесью золота (Au 1,17 вес. %); возможно это танталоносный минерал – торолит (SnTa_2O_7), рисунок 29. Рассматриваемый комплекс геохимически специализирован на Li, Rb, Ta, Be, Sn и является наиболее продуктивным на редкие металлы.

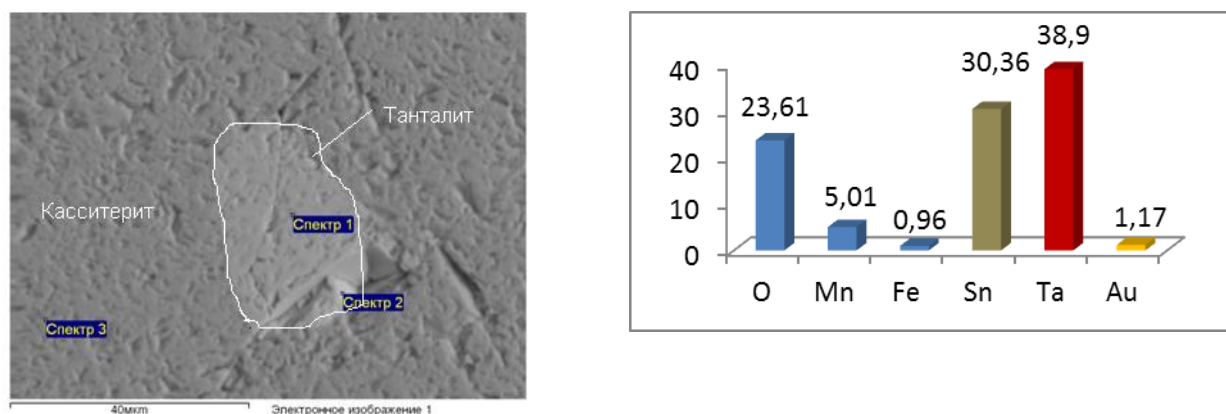


Рисунок 29 - Микрозерно танталита (торолита?) с примесью золота в касситерите

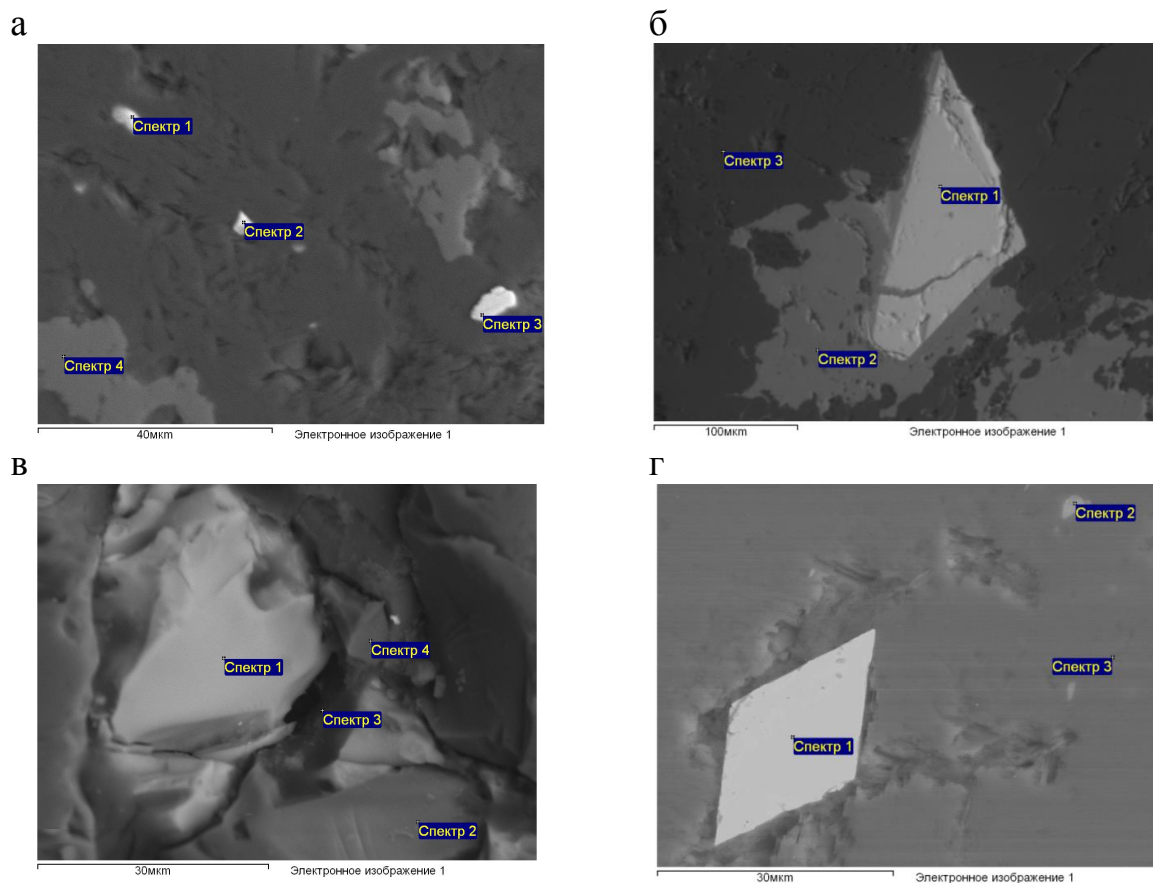
Лепидолит-поллуцит-клевеландитовый комплекс (цветной) типичен для поздней стадии формирования пегматитовых жил и составляет примерно 15-20% от их объема. Образует зоны и гнезда мощностью от 40см до 1-2м, локализованные в нижних частях рудных тел. Сопровождаются богатыми комплексными рудами - Li, Cs, Ta, Sn, Be. Содержит многие уникальные минералы (полихромные и цветные турмалины, амблигонит, поллуцит, лепидолит, сподумен, танталит, микролит, касситерит и др.). Сподумен встречается в виде крупных кристаллов (до 10-20см в поперечнике). Турмалины полихромные и цветные образуют хорошо ограненные кристаллы и радиально-лучистые скопления. Лепидолит бледно-фиолетового цвета (тонкокristаллический и крупночешуйчатый) содержит мелкую вкрапленность танталита. Поллуцит наблюдается в виде агрегатных скоплении мелких зерен (размером до 0,5мм) молочно-белой окраски, иногда с фиолетовым и белым оттенком; ассоциирует с кварцем, полихромными турмалинами и лепидолитом.

Танталит-колумбит представлен гнездовой вкрапленностью и отдельными кристаллами таблитчатой и короткопризматической формы. В его составе Ta_2O_5 (67,8%) существенно преобладает над Nb_2O_5 (16,9 %), кроме того, отмечаются MnO (14,7 %), SnO_2 (0,9%), и FeO (0,73%).

При изучении пегматитов на микроуровне выявлены некоторые особенности распределения редких минералов (рисунок 30).

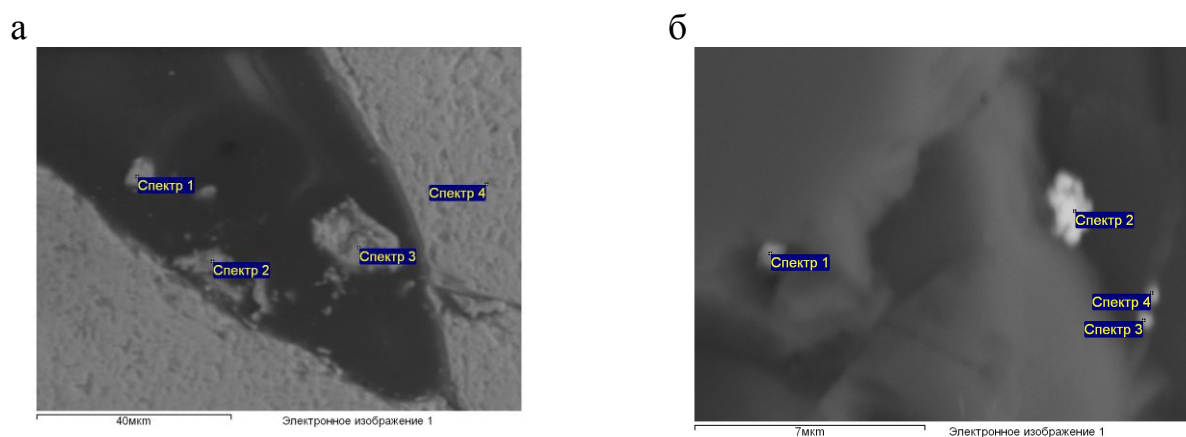
В цветном минеральном комплексе выявлены микровключения ураноносного микролита и танталит-колумбита размером в первые единицы мкм. В отдельных разностях отмечаются более крупные (более 100 мкм) кристаллы микролита конвертообразной формы. В ассоциации с ними отмечаются зерна поллуцита и касситерита ромбовидной формы, также обнаружены микровключения монацита и апатита.

В кварцевых прожилках прожилках и гнездах обнаружены микровключения оловоносного антимонита (Sb 47,14, Sn 21,19 вес %) и галенита (рисунок 31) Также здесь фиксируются оксиды железа (с примесью Ni), касситерит, цинкит и другие минералы.



а - ураноносный микролит в ассоциации с танталит-колумбитом; б - микрозерно микролита конвертообразной формы с примесью W (6,52 вес %); в - идиоморфное зерно поллуцита; г - касситерит ромбовидной формы (спектр 1) в ассоциации с поллуцитом (спектр 2).

Рисунок 30 - Микровключения редкометальных минералов в цветном комплексе Юбилейного месторождения



а - оловоносный антимонит; б - галенит.

Рисунок 31 - Микровключения минералов в кварцевых прожилках поздней генерации в рудах Юбилейного месторождения

Проведенные исследования определили широкий спектр редкометалльных и сопутствующих минералов в пегматитах Юбилейного месторождения на макро - и микроуровне. Обнаружение в рудах редкоземельных, сульфидных минералов и золота указывает на обогащенность первичных пегматитообразующих расплавов не только летучими и редкими металлами, но и многими другими сопутствующими элементами (Fe, Ni, Cu, Pb, Sb, Au, TR и др.), что увязывается с геохимической специализацией гранитоидов калбинского комплекса.

Зональность оруденения. В плоскости рудных тел установлено закономерное линейно узловое распределение редкометалльного оруденения в виде рудных лент северо-западного простирания шириной 100-200м. В жиле Юбилейной максимумы рудоконцентрации Ta, Sn, Li и других компонентов, как правило, имеют шаг в 200-300м и пространственно совпадают с раздувами пегматитов. В вертикальном разрезе месторождения эти максимумы образуют как бы прерывистые рудные столбы и подчеркивают многоэтажность оруденения.

Околорудные изменения гранитов проявлены слабо и фиксируются отдельными полосами грейзенированных, турмалинизированных и окварцованных пород мощностью до 1-30см. В гранитах I фазы отмечаются околосильные темные грейзены (мощностью 20-30см), состоящие из полевого шпата, кварца, мусковита и биотита и содержащие вкрапленность апатита, топаза и касситерита. Геохимически эти грейзены обогащены Sn, Be (5-10 кларков) и Li (до 100 кларков).

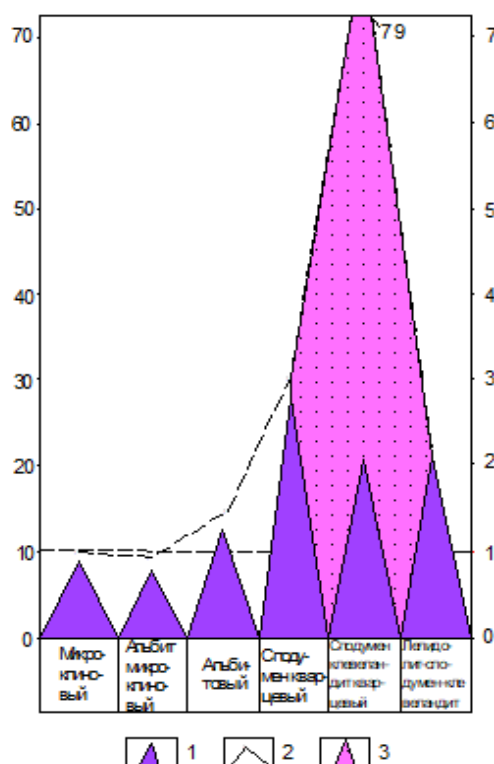
Эндогенные геотехнические ореолы вокруг пегматитовых жил в целом имеют небольшое развитие и фиксируются отдельными точками с аномальными содержаниями Sn, Be, Nb. Только литий образует значительные ореолы, пригодные для поисковых целей. Более информативными являются вторичные геохимические ореолы Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn.

Описанные минеральные парагенезисы подчеркивает стадийность рудоотложения, которая проявилась в последовательности минералообразования в процессе ритмично-пульсационного поступления пегматитообразующих растворов. Это сопровождалось замещением и усложнением первичного состава олигоклаз-микроклиновых или альбитовых пегматитов (матрицы рудных тел), мобилизацией и концентрацией в них рудного вещества. Поэтому более поздние комплексы (грейзеновый, сподумен-клевеландит-кварцевый и лепидолит-поллуцит-клевеландитовый) оказались самыми продуктивными на редкие металлы (Ta+Li+Cs+Be+Sn) (рисунок 32). Рудными оказались такие пегматитовые жилы, которые многократно подвергались процессам метасоматоза и представлены несколькими минеральными ассоциациями (жилы Юбилейная, Музейная и др.). Стадийность рудного процесса, таким образом, отражается усложнением вещественного состава и усилением системы рудоконцентраций пегматитов во времени.

Зональность метасоматитов и оруденения сложная многоритмичная, обусловленная последовательной сменой (в вертикальном разрезе и плане)

минеральных парагенезисов разной продуктивности. Вертикальная зональность рудных тел (от апикальной к центральной и нижней зонным) проявляется в таком виде: микроклиновый комплекс (Nb+Be)→альбит-микроклиновый, альбитовый и грейзеновый комплексы (Ta+Be+Sn)→сподуменсодержащие и поллицитоносные комплексы (Li+Cs+Ta+Sn+Be).

Горизонтальная зональность на современном на эрозионном срезе жил следующая: альбит-микроклиновый, микроклиновый комплексы лежачего бока (Be+Sn+Ta)→альбитовый, грейзеновый, сподуменсодержащий или поллицитоносный комплексы внутренней зоны (Li+Cs+Ta+Sn+Be)→микроклиновый, альбит-микроклиновый комплексы висячего бока (Sn+Be+Ta).



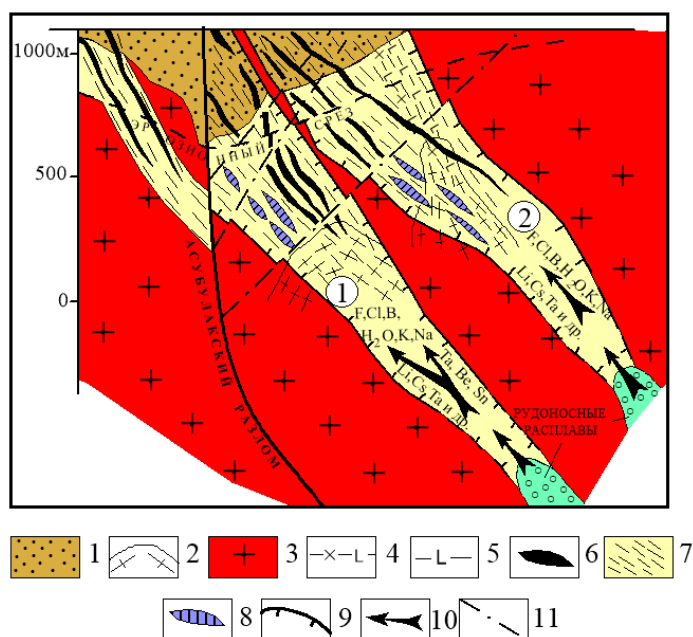
1 — доля концентрации редких элементов в минеральных комплексах от общей суммы металлов в рудах, принятой за 100%; 2 — соотношение масштабов их рудоконцентрации относительно микроклинового комплекса, принятого за единицу; 3 — рудоносный сподуменсодержащий комплекс.

Рисунок 32 – Соотношение минеральных комплексов жилы Юбилейной.
Юбилейное пегматитовое месторождение

Эпигенетические преобразования месторождение связано с пострудной активизацией разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания, обусловивших смещение пегматитовых жил (с амплитудой 20-25м и более) и вертикальные перемещение гранитных блоков с амплитудой в сотни метров. Величина денудации северного фланга месторождения достигает 200-300м, а южного-100-200м (Айздердзис и др., 1978). Гипергенные процессы в рудных телах проявлены слабо и фиксируются

образованием вторичных минералов (лимонит, псиломелан, каолинит, монтмориллонит, пурпурит, вивианит и др.).

Генетическая модель рудообразования основывается на представлениях о дегазации гранитоидной магмы в процессе ее интродуирования и кристаллизаций с обогащением остаточных расплавов водой, щелочами, летучими и рудными компонентами (Козлов, 1985; Синяков, 1986). Рудоносные расплавы концентрировались, вероятно, в камере гранитов I фазы и отличались повышенной щелочностью (Na^+ , K^+) с активными ионами Cl , F и HCO_3 (по результатам изучения состава вредных вытяжек из кварца). Пегматитообразования в условиях открытой или полужамкнутой системы сопровождалось активностью метасоматических преобразований и ритмично-пульсационной стадийностью рудного процесса. Рудные жилы локализовались в пологих трещинно-разрывных структурах гранитов с тенденцией сгущения их вблизи рудоподводящих каналов. Геолого-генетическая модель месторождения представляется в виде двух пологих рудоносных структур конусовидной формы со ствольными жилами Юбилейной и Единой, корневые части которых расположены на более глубоких очаговых уровнях гранитов (рисунок 33).



1 – депрессия кровли гранитного массива, представленная роговиками такырской свиты; 2 – ксенолиты интенсивно гранитизированных и биотизированных сланцев; 3 – порфировидные биотитовые граниты I фазы калбинского комплекса; 4 – жильные аплит-пегматиты и 5 – олигоклаз-микроклиновые пегматиты; 6 – рудные пегматитовые жилы; 7 – зонки повышенной трещиноватости; 8 – прогнозируемые рудные тела; 9 – граница рудоносной зоны; 10 – направление перемещения флюидопотоков; 11 – разрывные нарушения. Цифры в кружках (1 и 2) – границы перемещения флюидопотоков пегматитовых систем Единой и Юбилейной.

Рисунок 33 - Схематическая геолого-генетическая модель Юбилейного пегматитового месторождения

Оценка перспектив. Юбилейное месторождение по типу редкометалльной минерализаций сопоставляется со сподумен-микроклин-альбитовыми пегматитовыми месторождениями зарубежных стран. Это месторождения Бикита в Зимбабве, Берник Лейк в Канаде, Коктогай в КНР и многие другие [120,123,124].

Месторождение Берник-Лейк (Танко) расположено в пегматитовой провинции Манитоба (Канада). Детально описано в работах [90, 104, 118, 120 и др.]. Месторождение располагается над скрытым гранитным массивом биотит-микроклинового состава, который прорывает рудовмещающие плагиоамфиболиты (рисунок 34). Главное рудное тело имеет пологое залегание ($10-30^\circ$), прослеживается в длину до 1100 м при ширине 460 м, а мощность его достигает 85 м [91, 105, 119, 121]. Характеризуется зональным строением (выделяется 9 минеральных зон) и большим разнообразием редкометалльных минералов: альбит сахаровидный, сподумен, пегматит, поллуцит, берилл, касситерит, микролит, танталит и другие. Выявляется приуроченность поллцитовой и лепидолитовой зон к центральной и верхней частям рудного тела.

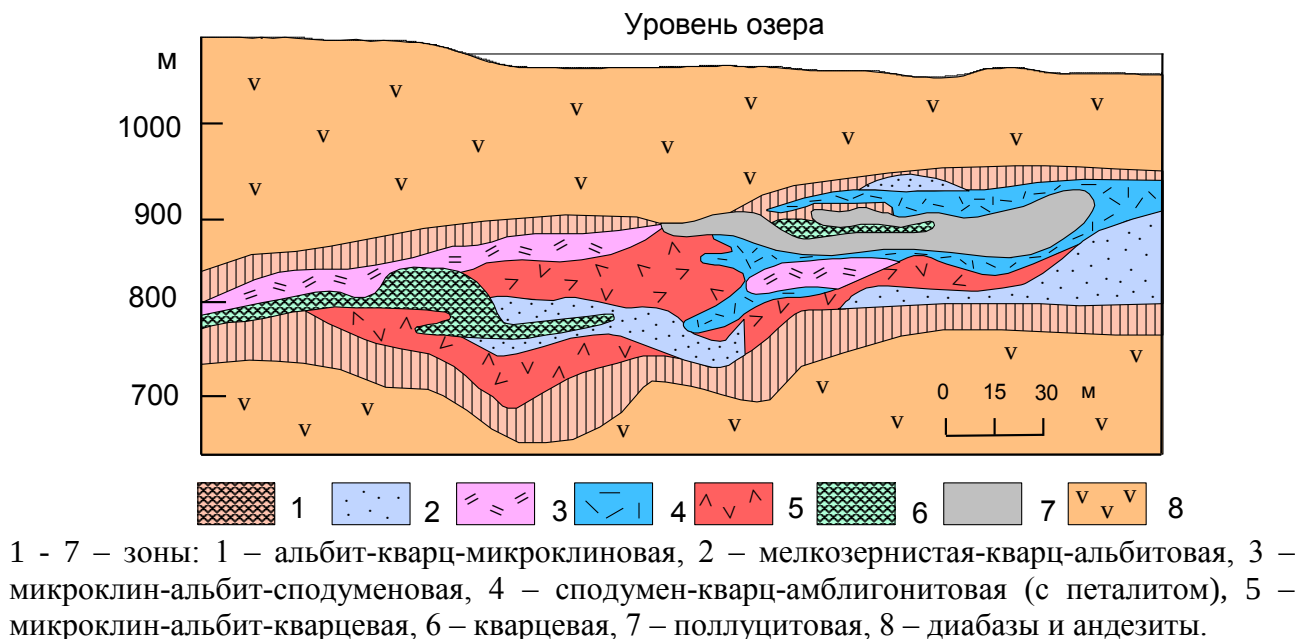
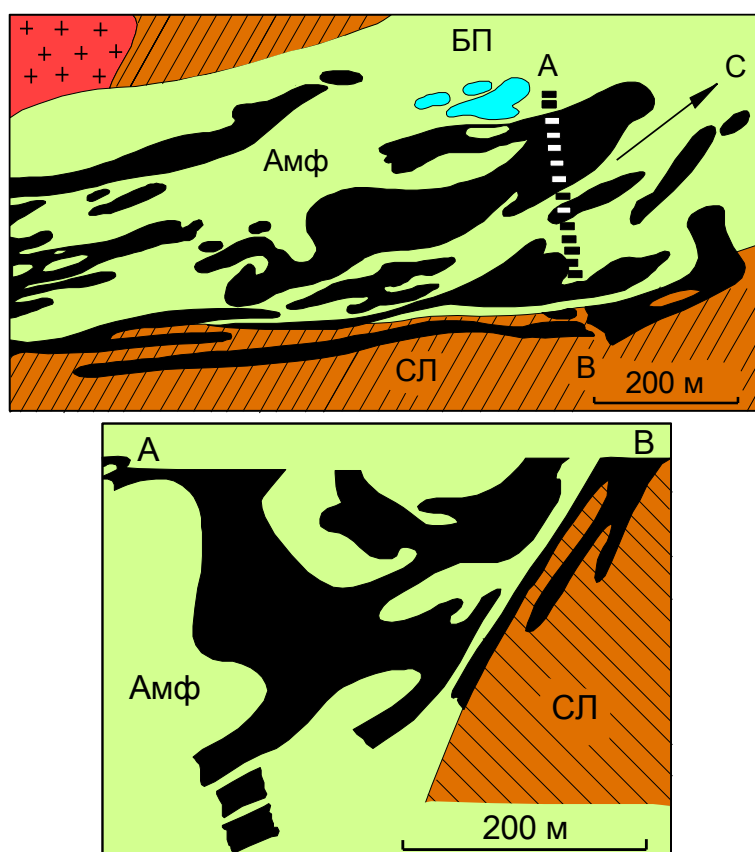


Рисунок 34 - Вертикальный разрез пегматитового тела Танко (месторождение Берник – Лейк, Канада). По П. Черний и Р.Фергюсону [119]

Месторождение Коктогай является типичным примером комплексных редкометалльно-пегматитовых объектов цезий-тантал-литиевого эволюционного ряда, описано в работах многих исследователей [91, 105, 122]. Расположено в пределах Синьцзян-Алтайской провинции Китая, и обследовано в процессе работы казахстанско-китайской геологической экспедиции с участием автора данного отчета [9]. Пегматиты характеризуются пологим залеганием, четко выраженным зональным строением и наличием большого количества минеральных ассоциаций, включающих уникальные минералы

(сподумен, лепидолит, поллуцит, микроклин, амблигонит, берилл, Мп-танталит и др.). Эти пегматиты пространственно и генетически связаны с верхнепалеозойскими гранитами и по вещественному составу сближаются с калбинскими редкометалльными пегматитами, но главное отличие заключается в их «залегании преимущественно в амфиболитах-измененных габброидах» [91].

Месторождение Кингс-Маунтин известно в США в олово-сподуменовом поясе Каролин—Кингс-Маунтин. Здесь также проявляется аналогичная закономерность о приуроченности крупных пегматитовых жил с кварц-альбит-сподуменовой минерализацией к амфиболитам и слюдястым сланцам (рисунок 35). Мощность отдельных рудных тел достигает 90м. Крупные кристаллы калишпата и сподумена зеленой окраски (длиной до 1м) ориентированы субпараллельно вмещающим породам. К второстепенным минералам относятся тантал-ниобаты, касситерит, берилл, амблигонит, лепидолит и др.



Амф – амфиболит; СЛ – сланцы слюдяные; БП – безрудные пегматиты; черное – сподуменовые пегматиты; крестики – монцограниты Черривилл.

Рисунок 35 – Схематическая карта и вертикальный разрез (АВ) литиевого пегматитового месторождения Кингс-Маунтин, Северная Каролина (Cerny, 1989)

Анализ геологического строения и вещественного состава пегматитов показывает близкие черты сходства месторождений Берник-Лейк, Коктогай и

Кинг-Маунтин с Юбилейным и другими пегматитовыми месторождениями Калба-Нарымской зоны по пологому залеганию и длине жил, наличаю уникальных минералов (лепидолит, сподумен, петалит, амблигонит, поллуцит, цветные турмалины и др.) и зональному строению пегматитов. Существенные различия заключаются в рудовмещающих породах: в Калбе это сланцы, близкие по составу к гранитам, а на зарубежном месторождении развиты метаморфические породы повышенной основности, что, очевидно, благоприятствовало для редкометалльного рудообразования и формированию более мощных и богатых пегматитовых тел.

Эти пегматиты характеризуются сложным минеральным составом (сподумен, пенталит, амблигонит, цветные турмалины, поллуцит, берилл, танталит) и имеют важное практическое значение на Ta, Cs, Rb, Li, Be, (Основы прогнозирования..., 1983; Шмакин, 1987). Рудные тела размещаются в древних метаморфических толщах на удалении от гранитных массивов.

Юбилейное месторождение, как и другие пегматитовые объекты Калбы, отличаются от указанных мировых аналогов локализацией рудных жил в эндо- и экзоконтактах пермских гранитных массивов, прорывающих близкие по химическому составу сланцы такырской свиты, и в этой связи, вероятно имеют значительно меньшую масштабность редкометалльного оруденения. Подсчитанные запасы руды составляли 1500 тыс.т, в т.г. полезных компонентов: Ta_2O_5 -250т (при среднем содержании 0,012%), Nb_2O_5 -150т (0,01%), Sn-540т (0,037%), сумма редких щелочей порядка 6 тыс.т (0,09-0,29%). Месторождения эксплуатировалось Белогорским горно-обогатительным комбинатом, в 1994г. законсервировано.

Увеличение прогнозных ресурсов тантала связывается с доизучением глубоких горизонтов северного фланга месторождения по категории P_1 (50т). Кроме того, учитывая шаг оруденения в Асубулакском рудном поле (порядка 1,5 км), рекомендуется произвести доразведку перспективно рудопроявления Красный Кордон на глубину до 500-1000 м. Прогнозные ресурсы Ta по категории P_2 . Могут соответствовать запасам Юбилейного месторождения.

3.3 Альбитит-грейзеновый тип

Характеризуется концентрацией Sn-Ta оруденения в альбитизированных и грейзенизированных гранитах интрузив-надинтрузивной зоны слепого купола – тип Карасу. Это новый «внепегматитовый» тип олово-танталового оруденения, перспективы которого еще однозначно не раскрыты. Редкометалльное оруденение генетически связано со среднезернистыми мусковитизированными гранитами II фазы калбинского комплекса. По петрохимическим особенностям это граниты нормального ряда натриево-калиевой серии, высокоплюмазитовые ($Ka=0,77$), низкой основности ($\Delta=-0,54$ ккал) и весьма высокоглиноземистые ($al=6,58$), ильменит-апатитовой аксессуарной специализации. По геохимическим особенностям относятся к Sn-W-Ta типу рудоносных гранитов, близких к литий-фтористым гранитам по В.И. Коваленко (1977 г.). Вмещающие породы представлены сланцами кыстав-

курчумской свиты (D_{2gv}) повышенной известковистости ($CaO=6,28\%$). Рудоносные растворы имели сульфатно-натриево-гидрокарбонатный и калий-гидрокарбонатный состав (с F, Cl, B, Ta, Li, Sn и др.). В метасоматической колонке устанавливается зональная смена оруденения в альбититах и грейзенах гранитного купола (Ta, Li, Sn), минерализованных гранитных апофизах и дайках (Sn, Ta), линейных штокверках и кварцевых жилах в верхах надинтрузивной зоны (Sn, Pb, Zn). Прогнозные ресурсы значительные. Примерами являются месторождения Карасу, Чебунды, рудопроявления Апогранитное, Мунча, Алтувайское и др. Рассматриваемый тип оруденения близок к редкометалльным альбитизированным гранитам месторождения Алаха в Горном Алтае [6,77].

Месторождение Карасу находится на юго-восточном фланге Калба-Нарымского пояса, в Нарымском рудном районе. Характеризует новый тип олово-танталового оруденения в альбитизированных и грейзенизированных гранитах слепого купола (рисунок 36).

Ранее оно изучалось как кварцево-жильный оловорудный объект в сланцевой толще (D_{2gv}) (Т.А. Александров, И.М. Николаенко и др.). Г.Н. Щерба еще в 1951г. связывал расширение перспектив данного месторождения с глубиной [98], что подтвердилось последующими буровыми работами; в надинтрузивной зоне был выявлен гранитный купол с рудоносными альбитит-грейзеновыми метасоматитами (А.Е. Степанов, В.В. Лопатников, Н.И. Мякшин и др.) [70,72]. Позднее на этом объекте дополнительно изучался вещественный состав вмещающих пород и рудных тел (Б.А. Дьячков, И.Н. Воронцов, 1983 г.).

Структурно месторождение контролируется зоной широтного разлома, фиксируемого на поверхности дайками диабазовых порфириров, плагиогранит-порфириров и линейными оловоносными кварцевыми штокверками. Оруденение сопровождается метасоматически измененные породы надинтрузивной зоны (турмалинизированные и окварцеванные сланцы кыстав-курчумской свиты, минерализованные дайки) и апикальные части гранитного купола. Месторождение характеризуется прикровельной жильно-штокверковой морфоструктурой и объединяет следующие типы рудных тел.

1) Секущие кварцевые прожилки (длиной 10-30 м, мощностью 1-3 см) в верхах рудной колонны, содержащие мусковит, жильбертит, турмалин, флюорит, топаз и касситерит. В них повышены содержания F (2%), K_2O (6,7%). Распределение Sn неравномерное (0,005-1,25%) с максимальной концентрацией в мусковит-жильбертит-кварцевых прожилках.

2) Линейно-штокверковые зоны, представленные кварц-биотит-турмалиновыми и флюорит-мусковит-кварцевыми сланцами с многочисленными кварцевыми прожилками. Имеют значительную протяженность по простиранию (до 700 м) и на глубину (400 м) при средней мощности 15-20 м. Рудоотложение происходило в условиях повышенной карбонатности вмещающей среды (CaO - 6,82%, CO_2 - 0,10%) при привносе F (4%), K (K_2O - 4,44%) и выносе Na (Na_2O 1,44%). Оруденение представлено тонкой вкрапленностью касситерита в кварцевых прожилках и измененных

осадочных породах, распределение его неравномерное (0,01-2%). По данным А.Е. Степанова и др., последовательность развития минерализации следующая: Кв→То→Аб + Му +Кпш → Фл. На флангах рудоносной зоны проявлена сульфидная минерализация: Пи + Му → Сф → Хпр +Гл.

3) Минерализованные дайки с наложенными (Sn, Ta) оруденением. Грейзенизированные плагиогранит-порфиры кунушского комплекса содержат кварц-турмалиновые прожилки (с As, Zn, Li, Sn, W). В дайкообразные апозизы мусковит-кварц-альбитового состава вблизи гранитного купола привнесено Sn (0,03-0,5%), Ta₂O (до 0,016%), Nb₂O₅ (до 0,01%).

4) Альбитизированные и грейзенизированные граниты слепого купола, наиболее продуктивные на Sn-Ta оруденение. Внешне это мелкозернистые зеленовато-серые породы с вкрапленностью касситерита, танталит-колумбита, пирохлора (?) и флюорита; на месторождении с ними связаны основные прогнозные ресурсы олова и тантала.

Вертикальная зональность метасоматитов и оруденения месторождения отражается следующим образом (снизу-вверх):

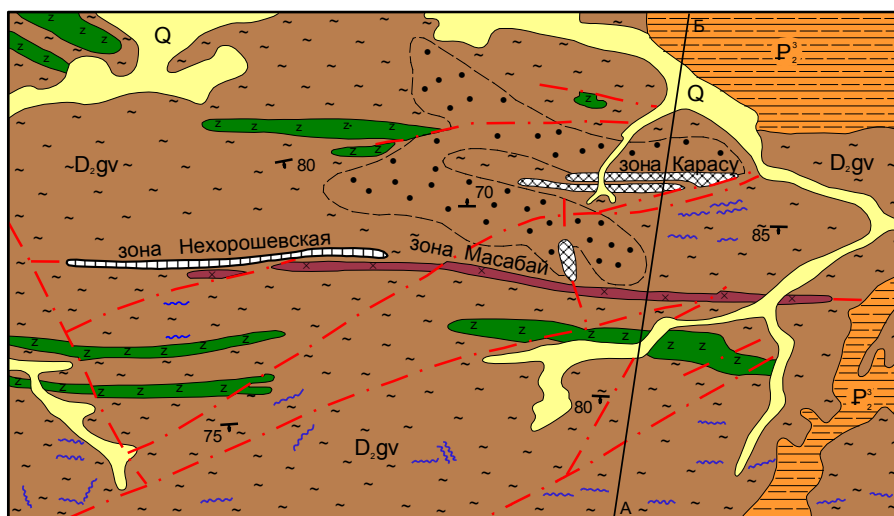
альбитизированные, грейзенизированные материнские граниты	минерализованные дайки	линейные штокверковые зоны
Ta, Nb, Sn, Li →	Sn, Ta, Nb→	Sn,W, Mo, Bi, Pb, Zn секущие кварцевые прожилки Sn

Таким образом, на примере месторождения Карасу устанавливается, что альбитит-грейзеновая формация приурочена к фронтальной части Калба-Нарымской зоны, вблизи ее границы с Иртышской зоной смятия. В пределах рудоносной структуры зоны альбитизированных и грейзенизированных гранитов с олово- танталовым оруденением расположены непосредственно в апикальной части материнских гранитов и примыкающих зонах экзоконтакта; вверх по разрезу развиваются минерализованные штокверковые зоны вдоль тектонически ослабленных полостей с широко проявленными процессами грейзенизации, окварцевания и серицитизации вмещающих осадочных пород и привносом преимущественно оловянного оруденения. Здесь же в пространственной близости обособились секущие оловорудные кварцевые прожилки. Последовательная смена высокотемпературных метасоматитов более низкотемпературными в соответствии с представлениями В.П. Коваля, Л.Д. Исаевой объясняется снижением температурного поля гранитного массива.

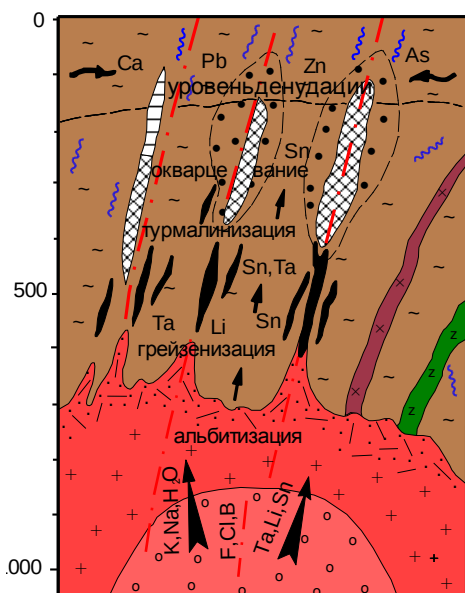
Как видно, альбитит-грейзеновый олово-танталовый тип оруденения в скрытых гранитных куполах характеризуется потенциальной рудоносностью и может иметь важное практическое значение. Это существенно расширяет перспективы Калба-Нарымского пояса на внепегматитовое редкометалльное оруденение, сопровождающее альбитит-грейзеновые метасоматиты. В этой

связи на месторождении Карасу целесообразно продолжить разведочные работы с целью окончательной промышленной оценки.

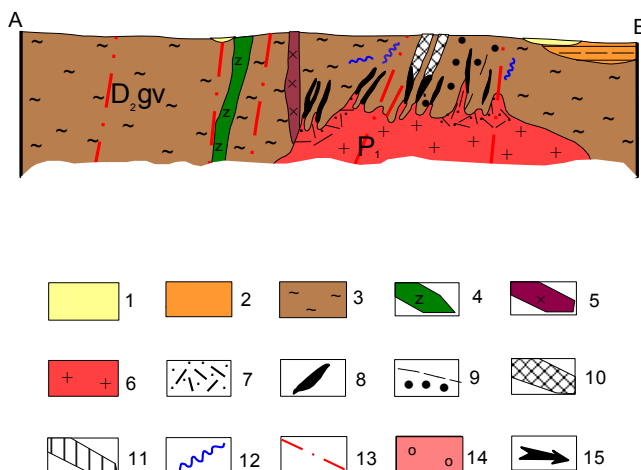
а



б



в

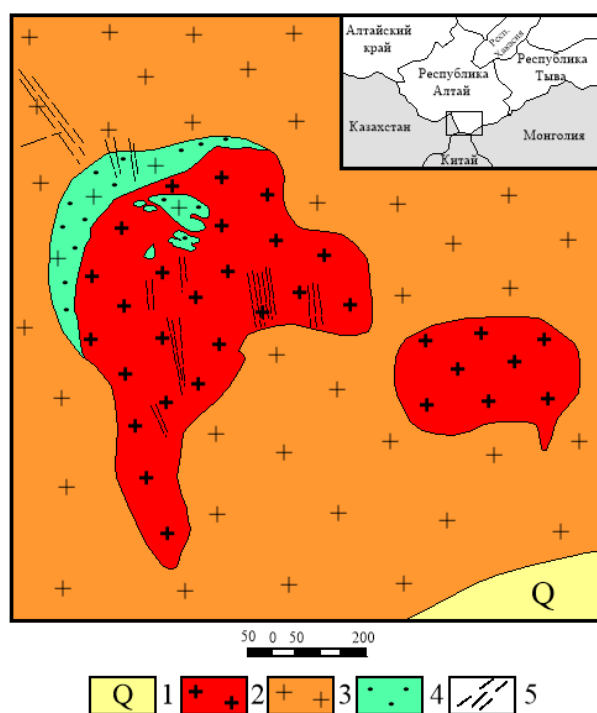


1 – четвертичные отложения (Q); 2 – гравийно-галечниковые отложения турангинской свиты (P_2^3); 3 – известковистые песчаники, алевролиты кыстав-курчумской свиты (D_2gv); 4 – диабазовые порфиры; 5 – плагиогранит-порфиры кунушского комплекса (C_3); 6 – граниты калбинского комплекса (P_1); 7 – зоны альбитизации и грейзенизации с олово-танталовым оруденением; 8 – минерализованные дайки и апофизы гранитов; 9 – ареалы развития оловоносных мусковит-кварцевых прожилков; 10 – линейно-штокверковые зоны с касситеритовой минерализацией и 11 – сульфидной минерализацией; 12 – кварцевые жилы безрудные; 13 – разломы; 14 – остаточные рудоносные расплавы; 15 – направление движения флюидопотоков. (а – план месторождения, б – модель образования, в – разрез).

Рисунок 36 – Схема геологического строения месторождения Карасу

Месторождение Алаха расположено вблизи границы Республики Алтай и Казахстана, в Горноалтайской металлогенической провинции или в Калба-Нарым-Коктогайском редкометалльном поясе.

Это новый перспективный тип тантал-литиевого оруденения, характеристика которого приведена в работах Р.А. Губайдуллина [5], Л. П. Рихванова с соавторами [6], И.Ю. Анниковой и др. [4]. По данным этих исследователей, месторождение характеризуется двумя штоками мелко-среднезернистых сподуменовых гранит-порфиров, прорывающих гранодиорит-граниты рахмановского комплекса. Абсолютный возраст сподуменовых гранит-порфиров (U-Pb и Rb-Sr методы) - $201 \pm 1,5$ млн. лет. Размер Главного штока составляет 1000×650 м и имеет неправильную форму (рисунок 37).

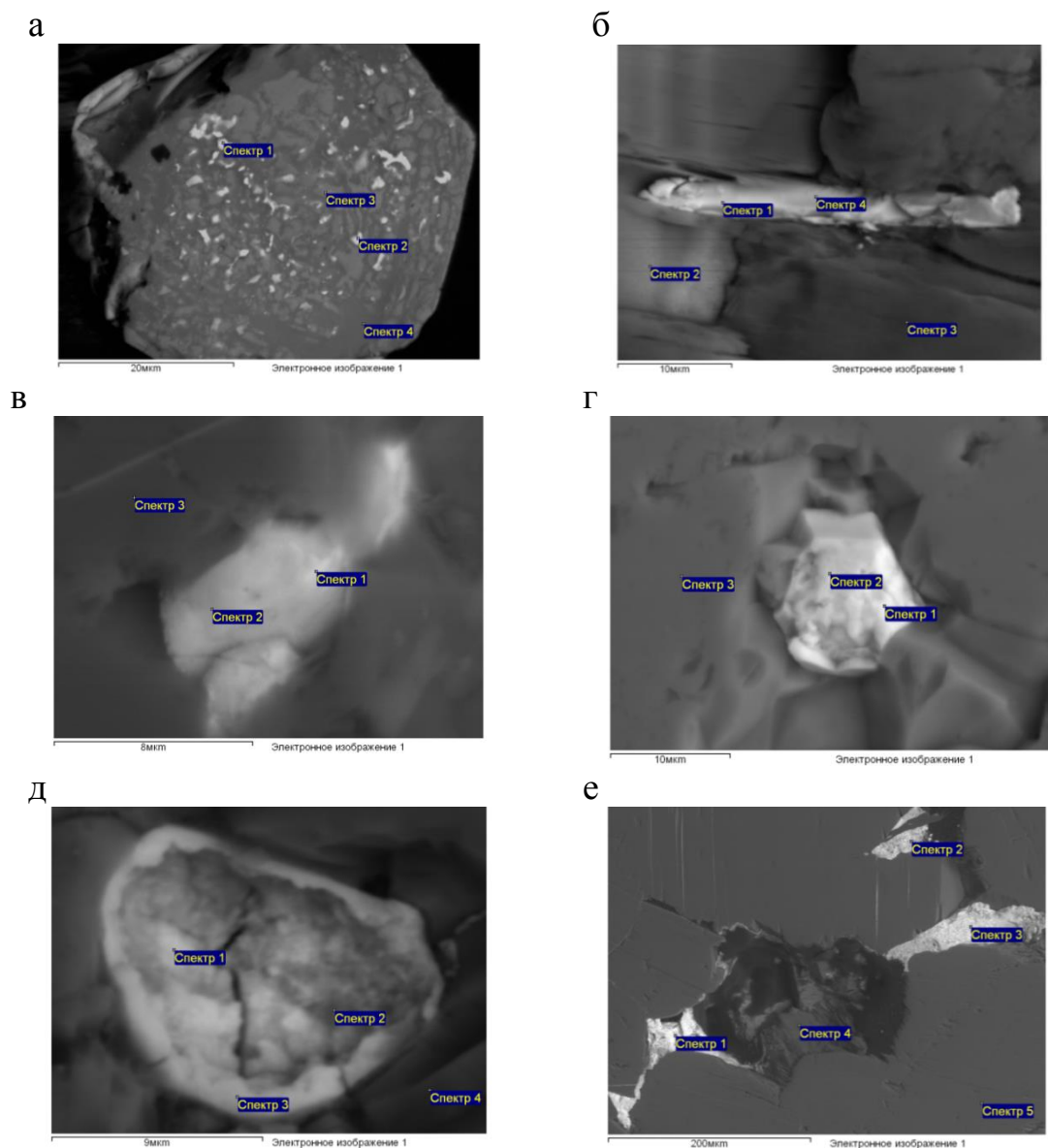


1 – четвертичные отложения; 2 – сподуменовые гранит-порфиры Алахинского штока, $T=201 \pm 1,5$ млн лет; 3 – вмещающие гранодиорит-граниты рахмановского комплекса, $T=375 \pm 11$ млн лет; 4 – зоны грейзенизации и альбитизации; 5 – линейные зоны катаклаза. На врезке показана географическая позиция Алахинского месторождения.

Рисунок 37 - Геологическое строение Алахинского месторождения сподуменовых гранит-порфиров [66]

По составу преобладают мусковит-сподумен-калишпат-альбититовые гранит-порфиры, сменяющиеся в апикальной части массива преимущественно мономинеральными альбититами. Главные рудные минералы представлены группой танталит-колумбита и пироклора. Отмечаются сростки танталит-колумбита с уранмикролитом. Сподумен образует мелкие призматические таблички, содержит примеси FeO , MnO , Na_2O , Rb_2O . Слюды по составу относятся к низколитиевым мусковит-фенгитам, характеризуются зональным строением с примесями Li, Cs, F, B и других элементов. К акцессорным минералам относятся фторапатит и пирит. По физико-химическим параметрам сподуменосодержащие гранит-порфиры имеют магматическое происхождение и кристаллизовались при температуре $530-550^\circ\text{C}$ и давлении 3,2-3,6 кбар [6].

Исследованиями автора в лаборатории «IPGETAC» на растровом электронном микроскопе в альбититах Алахинского штока обнаружены микровключения колумбита пластинчатой и призматической формы и округлые зерна танталита зональной окраски, радиоактивного циркона, висмутита и других минералов (рисунок 38).



а - радиоактивный циркон, б- пластинка колумбита, в- монацит (с примесью Ag – 5,37 масс. %), г- циркон (с примесью Hf- 3,07 масс%), д- танталоносный минерал, е- висмутит (с примесью Cd- 2,09 масс. %).

Рисунок 38 - Микровключения в альбитит - грейзеновом метасоматите месторождения Алаха

По масс-спектрометрии в этом образце зафиксированы аномальные содержания (г/т): Ta (367,3) и Rb (1843), значительно повышены значения других редких и редкощелочных элементов – Nb (66,97), W (131,7), Sn (162,6), Li (461,4), Cs (162,6), а также P (1273) и Zr (178). Весовые содержания (г/т)

имеют Sb (4,30), Ag (1,87), Au (0,42), U (12,30). Эти данные подтверждают редкометалльную специализацию альбитизированных гранитов месторождения Алаха на Ta, Nb, Li, Sn, W и повышают его перспективность.

Месторождение Алаха представляет большой интерес в научном и практическом плане как новый «внепегматитовый» тип тантал-литиевого оруденения в редкометалльных гранитах, руды которого при положительной оценке могут отрабатываться в виде однородной валовой массы. По своему происхождению оно сопоставляется с альбитит-грейзеновыми месторождениями и рудопроявлениями с Sn-Ta-Li минерализацией (Ахмировское, Карасу, Апогранитное, Мунча и др.), которые еще практически не получили однозначной оценки. Эти данные определенно указывают на имеющиеся потенциальные резервы укрепления редкометалльно-сырьевой базы региона.

3.4 Скарново-карбонатно-грейзеновый тип

Данный тип вольфрамового оруденения проявлен в Сиректас-Сарсазанской металлогенической зоне Жарма-Саура. Типовым представителем является месторождение Егиндыбулак, которое изучали А.Е. Ермоленко, В.И. Титов, В.Н. Каймаков, В.М. Файнгольд, а также другие исследователи. Вольфрамоносые скарноиды и кварцевые жилы локализуются в надинтрузивных зонах и эндоконтактах гранитоидных массивов пермского возраста (Кандыгатай, Егиндыбулак и др.), а также в метаморфических кристаллических сланцах предположительно докембрийского возраста (рисунок 39). Вмещающими для гранитов явились песчаниково-алевролитовые отложения повышенной карбонатности коконьской свиты (C_{1V1}), смятые в брахиантиклинальную складку и нарушенные разломами. В ядерной части этой складки обнажаются метаморфические породы фации эпидотовых амфиболитов и дистеновых сланцев, представленные биотит-полевошпат-гранатовыми, эпидот-гранат-полевошпатово-амфиболовыми и другими кристаллическими сланцами с дистеном и ставролитом [11]. Вулканоогенно-осадочные породы на крыльях складки преобразованы в фацию зеленых сланцев. В экзоконтактах гранитных массивов осадочные породы подвержены ороговикованию и скарнированию.

Интрузивные породы очень разнообразны. Наиболее древние габброиды аргимбайского комплекса (C_{2-3}) срезаются лейкогранитами Кандыгатайского массива пермского возраста, что согласуется с их допермской геологической позицией в Западно-Калбинской металлогенической зоне [10, 34]. Салдырминский комплекс (C_3) представлен небольшими телами среднезернистых биотитовых гранодиоритов и плагиогранитов, дайками плагиогранит-порфиров субширотной ориентировки. Гранодиориты специализированы на Cu, Mo, Bi, Cr (2-10 кларков). Дайки отличаются натриевой щелочностью пониженной известково-щелочной агпаитностью ($K_a = 0,37$) и геохимической специализацией на Cr (6 кларков) и Bi (94 кларка), их метаморфизованные разности обогащены W (8 кларков).

Жарминский комплекс (P_1) характеризуется среднезернистыми слабо порфировидными биотитовыми гранитами низкоплумазитовой калиево-натриевой серии и дайками гранит-порфиров, геохимически специализированных на Mo, W, Bi, Cr.

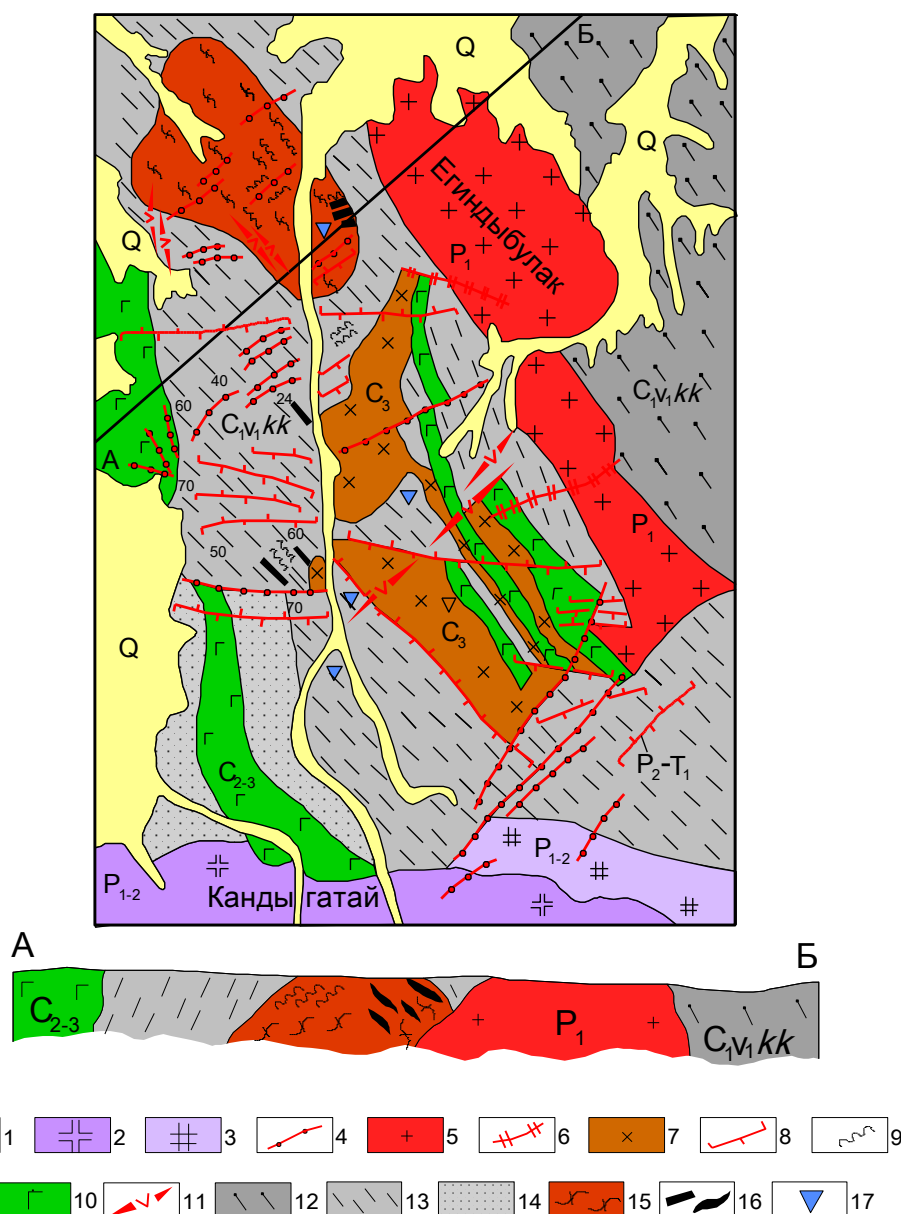
В южной части рудного поля развиты крупнозернистые лейкогранитовые граниты кандыгатайского комплекса (P_{1-2}), состоящие по П.В. Ермолову и др. [55], из микроклин-пертита (50%), кварца (31%), плагиоклаза (14,2%), гастингсита (3,8%) и биотита (1%). По вещественному составу они близки к лейкогранитам монастырского комплекса Калба-Нарымской зоны, но отличаются от них повышенной щелочностью ($a/c = 83$; $K_a = 0,91$) и преобладанием среди темноцветных амфибола. Характеризуются акцессорной вкрапленностью циркона, ортита и шеелита, геохимической специализацией на Yb, Nb, Sn, Mo (1,5-2 кларка).

Самые молодые – северо-восточные дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров бугазского комплекса ($P_2 - T_1$), аналогов миролюбовского комплекса Калбы [10,34]. Эти породы выделяются свежим обликом, повышенной щелочностью ($K_a = 0,84$) с преобладанием K над Na и лейкократовостью ($Q = +32,9$), надкларковыми содержаниями Ni, Cr, Nb, Mo (2-8 кларков). С ними пока не установлена рудная минерализация.

В интрузивных породах рассмотренных комплексов содержание тантала (0,13-1,8 г/т) значительно ниже, чем в гранитах керегетас-эспинского и калбинского комплексов (таблица 10), продуктивных на эпимагматические и пегматитовые месторождения тантала. Этим объясняется их низкая потенциальная рудоносность на тантал и сопутствующие ему другие редкие элементы.

Рудовмещающими являются кварц-полевошпат-биотитовые, кварц-плагиоклаз-роговообманковые роговики, кварц-альбит-хлорит-мусковитовые и другие сланцы. Во всех случаях благоприятные рудолокализирующие структуры были созданы в контактах пермских редкометаллоносных гранитоидов с отложениями повышенной карбонатности, в зонах разрывных нарушений и метаморфических кристаллических сланцах.

Вольфрамовое оруденение проявлено в темных кварц-гранат-альбит-эпидот-амфиболовых и светлых кварц-серицит-альбитовых метасоматитах полосчатого и массивного облика (по скарнам, роговикам и сланцам), а также в более поздних кварцевых и кварц-сульфидных прожилках (длиной 30-270 м и шириной 0,1-1,5 м). Образование рудоносных метасоматитов сопровождалось выносом Mg, Ca, Al и привносом Na, Si, связанных с процессами альбитизации и окварцевания. Их темные разности обогащены W, Bi, Mo при некоторой концентрации Zn, Mn, Sc, Cr (2-4 кларка), в светлых разностях появляются Sn, Ag. В кварцевых прожилках отмечаются повышенные концентрации Cu, Pb, Zn (до 0,5%) и аномальные значения W, Mo, Bi, Ag, Cd.



1 – рыхлые четвертичные отложения; крупнозернистые (2) и мелкозернистые (3) лейкократовые граниты кандыгатайского комплекса; 4 – дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров бугазского комплекса; среднезернистые биотитовые граниты (5) и дайки гранит-порфиров (6) жарминского комплекса; гранодиориты, плагиограниты (7) и дайки плагиогранит-порфиров (8) салдырминского комплекса; 9 – рудные кварцевые прожилки; габброиды (10) и дайки диоритовых порфиров (11) аргимбайского комплекса; 12 – ороговикованная алевролитовая; карбонатно-терригенная (13) и песчаниковая (14) пачки коконьской свиты; 15 – метаморфические кристаллические сланцы; 16 – рудоносные скарны и скарноиды; 17 – точки с высоким содержанием вольфрама.

Рисунок 39 – Схема геологического строения месторождения Егиндыбулак (по А.Е. Ермоленко с уточнениями авторов)

Таблица 10 – Содержание тантала в интрузивных породах месторождения Егиндыбулак, г/т

Комплекс	Порода	Число проб	Ta
Аргимбайский	Габбро	5	0,4
Салдырминский	Гранодиорит	5	0,13
	Плагιοгранит-порфир	5	0,2
Жарминский	Гранит	6	0,5
Кандыгатайский	Лейкогранит	10	1,2
Бугазский	Граносиенит-порфир	5	0,6
	Гранит-порфир	5	1,2
	Щелочной гранит-порфир	5	1,1
	Кварцевый порфир	5	1,8
Керегетас-Эспинский*	Щелочной гранит	14	6,7
Калбинский*	Гранит	85	4,5
Примечание - Результаты нейтронно-активационного анализа с чувствительностью $n \times 10^{-5}\%$			

Главный рудный минерал шеелит представлен тонкой вкрапленностью белого цвета (размером до 0,01-0,3 мм), в шлифах присутствует в виде отдельных кристаллов, агрегатов и цепочек-прожилков (размером 0,01-0,1 см). Ассоциирует с арсенопиритом, халькопиритом, молибденитом и другими минералами.

При реконструкции геолого-генетической модели месторождения установлено, что рудообразованию предшествовали процессы регионального метаморфизма и гранитизации, а также скарнирования и ороговикования под влиянием разновозрастных гранитоидных интрузий. Редкометалльная минерализация здесь синхронна с альбитизацией и окварцеванием, накладывалась на более ранние скарны и другие породы в термальном ореоле интрузий. В меньшей степени проявлена грейзенизация, что отличает рассматриваемый объект от Ивановского, Караджальского и других скарново-карбонатно-грейзеновых месторождений региона. Вольфрамовое оруденение (с Mo, Bi, Ag) генетически связано с нормальными гранитами и лейкогранитами (жарминский, кандыгатайский комплексы) и частично заимствовано из вмещающих пород при процессах метаморфизма и регенерации. Рудовмещающая среда оказала решающее влияние на состав руд (шеелит). Формы рудных тел сложные – линзы, штокверки и залежи.

Месторождение Егиндыбулак относится к перспективному генетическому типу и по аналогии с известными месторождениями Средней Азии и зарубежными может иметь промышленное значение. По Л.Д. Исаевой (2010 г.), скарново-карбонатно-грейзеновые и грейзеново-кварцево-жилые вольфраммолибденовые месторождения Центрального Казахстана (Караоба, Катпар, Акшатау, Коктенколь и др.) на основании термодинамической модели рудообразования имеют вертикальный размах редкометалльного оруденения до

глубины 500-1300 м. В этой связи по аналогии с месторождениями Центрального Казахстана перспективными являются надинтрузивные зоны рудного поля Егиндыбулак, что позволяет продолжить их изучение на глубину.

Усть-Каменогорское месторождение скарновой олововольфрамовой формации расположено в центральной части Иртышской зоны, где выделяется Аблакетский рудный узел. Изучалось М.М. Кравченко, З.П. Беспаловой, В.Ф. Черновым, ревизионное обследование этого объекта проводили Б.А. Дьячков, И.Н. Воронцов, Н.П. Майорова и О.Н. Кузьмина. По их данным, в рудном поле развиты карбонатно-терригенные отложения кыстав-курчумской свиты, прорванные дайками диабазовых порфиритов $C_1(?)$ и гранитами калбинского комплекса (Аблакетский массив).

Кыстав-курчумская свита представлена ритмичной пачкой переслаивания углисто-глинистых алевролитов, мелкозернистых песчаников и известняков светло-серой окраски, мощностью до 10-30 см, подвергшихся скарнированию и окварцеванию (рисунок 40).

Усть-Каменогорское рудное поле объединяет проявления скарново-карбонатной формации с оловянно-вольфрамовой минерализацией. Рудное поле прослеживается в виде полосы шириной 500-600 м, вытянутой в северо-западном направлении на 2-2,5 км. В его строении принимают участие метаморфизованные отложения кыстав-курчумской свиты (глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки), прорванные дайками актинолитизированных диабазовых порфиритов (C_1) и гранитами калбинского комплекса (Аблакетский массив). В результате контактового метаморфизма вмещающие породы превращены в актинолитовые, актинолит-биотитовые и биотитовые роговики, скарноиды различного состава и скарны.

Граниты образуют небольшой массив округлой формы, возвышающийся на вершине сопки (рисунок 41).

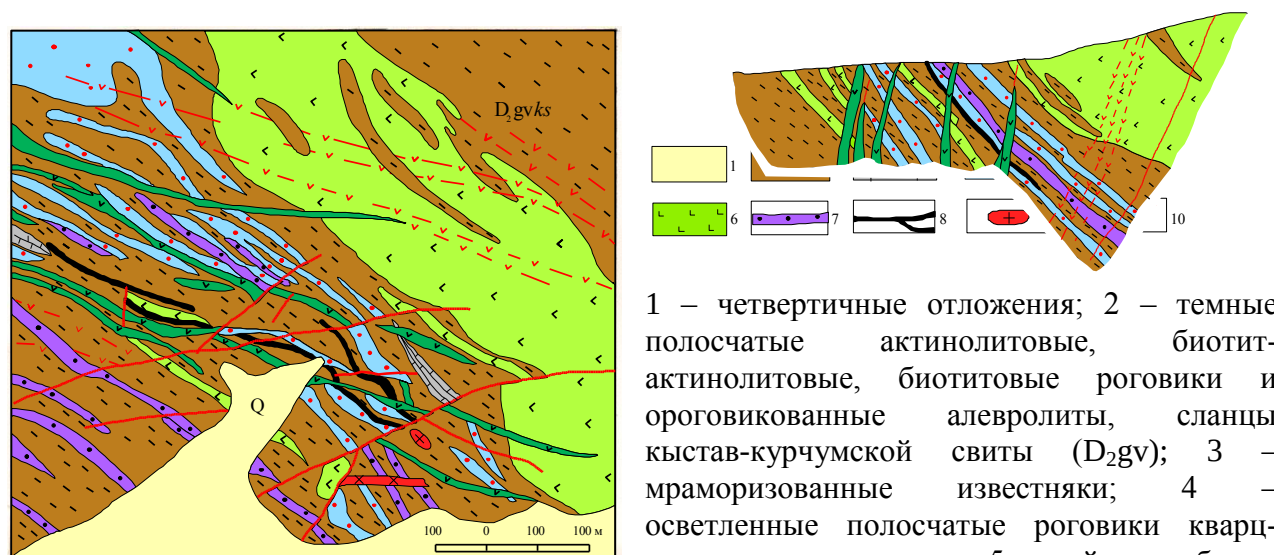


Рисунок 40 - Скальные выходы вмещающих пород кыстав-курчумской свиты



Рисунок 41 - Выходы гранитного массива в районе Усть-Каменогорского месторождения.

По составу – это средне-крупнозернистые лейкократовые граниты розовато-серой окраски. В контактах гранитного массива образовались скарны и скарнированные породы, разнообразные роговики. В рудоносной зоне (длиной 350-400 м при ширине 50-60 м) выделяются несколько скарноворудных тел лентовидной формы мощностью 0,2-9 м, прослеженные на глубину 200-280 м (рисунок 42). Рудоносны гранат-пироксеновые и гранат-везувиановые скарны с проявленным кварцевым метасоматозом и наложенным шеелит-сульфидным оруденением; второстепенные минералы-касситерит, молибденит, вольфрамит и др.



1 – четвертичные отложения; 2 – темные полосчатые актинолитовые, биотит-актинолитовые, биотитовые роговики и ороговикованные алевролиты, сланцы кыстав-курчумской свиты (D_2gv); 3 – мраморизованные известняки; 4 – осветленные полосчатые роговики кварц-актинолитового состава; 5 – дайки диабазов, диабазовых порфириров; 6 – актинолитизированные диабазовые порфиры вавилонского комплекса (C_1); 7 – гранатые скарны; 8 – рудные тела; 9 – граниты, плагиограниты биотитовые, гранит-порфиры; 10 – тектонические нарушения.

Рисунок 42 - Схема геологического строения и геологический разрез Усть-Каменогорского месторождения. По М.М.Кравченко, З.П.Беспаловой, В.Ф.Чернову.

По результатам масс-спектрометрического анализа в метаморфизованных габбро-диабаз в составе редкометалльной группы определены весовые содержания (г/т): Li (100,4), Rb (67,06), Sn (16,41) и Nb (3,71). В роговиках кыстав-курчумской свиты в повышенных значениях фиксируются (г/т): Li (67,01), Rb (191,1), Cs (13,51), Nb (11,59), Sn (10,64), Ba (542,8). В скарнах массивного и полосчатого облика (рисунок 43) в аномальных значениях отмечаются (г/т): Ti (до 4121), P (1801), Mn (1050), Sr (464,1), Zr (265,1). Содержание Sn варьирует от 54,23 до 153,7 г/т, другие редкие элементы отмечаются в небольшом количестве. Благородные металлы составляют: Au (до 0,39 г/т) и Ag (до 0,86 г/т). Среди редких земель преобладает группа легких элементов (сумма 302,07 г/т). Близкие содержания редких и редкоземельных элементов установлены и для кварцевых прожилков.



Рисунок 43 - Общий вид рудоносного скарна с кварцевыми прожилками и гнездами.

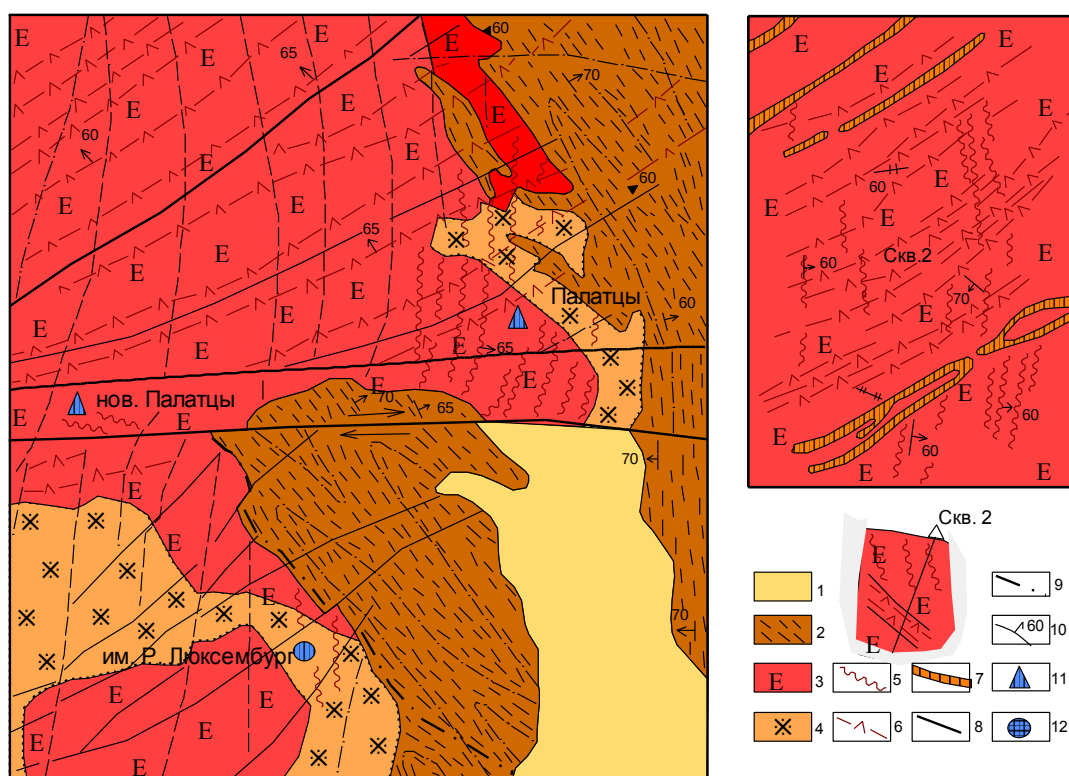
Анализ изложенных материалов показывает, что в Восточно-Казахстанском регионе не проводились специальные научно-исследовательские работы по оценке перспектив скарново-карбонатного типа редкометалльного оруденения. Известные рудные объекты оказались недостаточно изученными и не определена их практическая значимость. По аналогии с казахстанскими и зарубежными объектами они могут иметь промышленное значение; поэтому все перспективные площади заслуживают дополнительного изучения и оценки.

3.5 Грейзеново-кварцевожильный тип

В Калба-Нарымской зоне известны грейзеново-кварцевожильные месторождения и рудопроявления олова и вольфрама, некоторые из них эксплуатировались. Большой вклад в изучение этих объектов внесли Н.К. Морозенко, Ж.А. Айталиев, С.Г. Шавло, Г.Н. Щерба и другие исследователи. Обобщающие сведения приведены в работах [27,60,94,98].

Грейзеново-кварцевожильные месторождения пространственно и генетически связаны с гранитами калбинского комплекса, но по распространенности (11,5%) они уступают другим типам редкометалльных формаций. Внутри металлогенической зоны эти месторождения также распределены неравномерно и сконцентрированы в Центрально-Калбинском рудном районе, плотность оруденения в котором соответственно в 3 и 6 раз выше, чем в соседних Нарымском и Северо-Западно-Калбинском районах. Типичными представителями являются месторождения Палатцы, Новые Палатцы, Козловское, Каинды, Убинское, Теректинское и др.

Месторождение *Палатцы* расположено вблизи одноименного поселка в восточном эндоконтакте Миролубовского гранитного массива. Объединяет грейзены и кварцевые жилы с турмалин-шеелитовой минерализацией и представляет грейзеново-кварцевожильную вольфрамовую формацию. В геологическом строении района месторождения принимают участие тонкослоистые черносланцевые отложения такырской свиты (D_3), средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы калбинского комплекса (P_1) и их жильные производные, а также северо-восточные дайки габбродиабаз-гранитпорфиров миролубовского комплекса (P_2-T_1) (рисунок 44).



1 – рыхлые четвертичные отложения, 2 – алевролиты и песчаники такырской свиты D_3-C_1 , 3 – порфировидные биотитовые граниты I фазы калбинского комплекса, P_1 ; 4 – рудные кварцевые жилы (кварц-арсенопирит-шеелитового состава); 5,6 – дайки миролубовского комплекса P_2-T_1 ; 7 – блоковые микроклиновые пегматиты; 8 – Миролубовский сбросо-сдвиг; 9 – разрывные нарушения; 10 – элементы залегания; 11 – кварцево-жильно-грейзеновые и 12 – кварцево-жильные месторождения вольфрама

Рисунок 44 – Геологическое строение месторождения Палатцы

Рудоконтролирующее значение имел Миролубовский глубинный разлом широтного простирания, в оперяющих трещинных структурах которого (меридионального направления) локализовались рудоносные грейзены и кварцевые жилы.

Рудовмещающие породы представлены средне-крупнозернистыми, крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами и их контаминированными разностями.

На месторождении выделяется рудоносная зона меридионального простирания длиной 1,5 км и шириной 1 км, в пределах которой развиты субпараллельные грейзеновые тела и кварцевые жилы. Рудное поле подчеркивается литогеохимическими ореолами Sn, W.

Морфологически грейзены имеют вид удлинённых тел линзообразной неправильной формы, средние размеры которых: длина 5-10 м, мощность 0,2-0,4 м, глубина по падению до 6 м. По вещественному составу преобладают кварц-полевошпатово-мусковитовые грейзены с изменчивым содержанием рудных и сопутствующих минералов: шеелита (2-15%), арсенопирита (до 5-12%) и турмалина (до 18-43%).

Кроме грейзенов, в пределах месторождения насчитывается более 30 жил кварц-шеелит-арсенопиритового состава, сформированных в диапазоне температур 300-160°C. Простирание тел субмеридиональное с падением к востоку и западу под углами 80-86°, длина их 100-900 м и мощность 5-10 см. Рудные минералы представлены главным образом арсенопиритом (9050), шеелитом (3986) и касситеритом (643 г/т). Встречаются также ильменит (143) и турмалин (7,1 г/т), редко флюорит (знаки). Кроме главного минерала-носителя шеелита, повышенные содержания вольфрама по результатам спектрального анализа зафиксированы в касситерите, ильмените, турмалине и арсенопирите.

Анализ изложенного материала позволяет сделать некоторые выводы о генезисе и перспективах месторождения Палатцы. Учитывается линейность и значительная протяженность рудовмещающих трещинных структур, типичных также для штокверковых месторождений Центрального Казахстана [90]. Устанавливается преимущественно вольфрамовый тип оруденения (с турмалином), характерный в целом для гидротермальных месторождений Миролубовского массива, связанных с монастырским комплексом (P₂). Поэтому на месторождении Палатцы предполагается наложенная природа оруденения в пространственной связи с гранитами I калбинского комплекса (P₁) и генетическая связь грейзенообразующих растворов с крупнозернистыми лейкократовыми гранитами монастырского комплекса [34]. Возможный вертикальный размах распределения вольфрамоносных штокверков 200-500 м и значительная денудация северной части Миролубовского массива позволяют предположить, что на месторождении Палатцы вскрыта только средняя часть рудоносной зоны. Перспективы объекта могут быть расширены за счет глубинного изучения южного фланга месторождения, расположенного в опущенном и смещенном тектоническом блоке (Новые Палатцы).

Таким образом, группа грейзеново-кварцевожилых формаций, с учетом материалов по Тигирекско-Черневинской и Акбиик-Акжайляуской рудным зонам Большого Алтая, контролируется поясами редкометаллоносных гранитных интрузий калбинского комплекса и его аналогов, сформированных в позднюю (постколлизийную) стадию развития геологических структур региона. Эти структуры имеют зрелое догерцинское основание, повышенную степень гранитизации и увеличенную мощность ЗК.

Высокая плотность оруденения присуща центральной части Калба-Нарымской зоны – Центрально-Калбинскому тектоническому блоку повышенной мобильности, образованному в узлах пересечения северо-западных, северо-восточных и меридиональных глубинных разломов, в котором сконцентрированы рудоносные граниты, дайково-жилые образования с интенсивно проявленными процессами метасоматоза.

Грейзенообразующие растворы генетически связаны преимущественно со среднезернистыми мусковитизированными гранитами II фазы калбинского комплекса, но пространственно распределялись в порфировидных гранитах I фазы и их контаминированных разностях, минерализованных осадочных породах надинтрузивной зоны и более древних плагиогранитах-гранодиоритах кунушского комплекса. В связи с этим по морфологическим признакам нами различаются следующие субформации: 1) грейзеново-кварцевожильная в экзо- и эндоконтактах материнских гранитов; 2) минерализованных зон в осадочно-метаморфизованных породах; 3) наложенного оловянно-вольфрамового оруденения на более древние гранитоиды.

Рудоконцентрирующими структурами являлись зоны активизированных глубинных разломов (Миролюбовский, Козловский и др.), зоны смятия, брекчирования и милонизации, тектонически подготовленные тела более древних гранитоидов кунушского комплекса. К рудолокализирующим структурам относятся краевые трещины гранитных массивов, наложенная трещиноватость, оперяющие приразломные трещины и мелкие разрывные нарушения. Рудовмещающими породами оказались гранитоиды повышенной основности (контаминированные граниты, гранодиориты, плагиограниты), а также углисто-глинистые сланцы, песчаники повышенной известковистости и др., т.е. благоприятными для отложения руд были химически неравновесные среды. Вопрос о важной роли литологического состава осадочных пород для концентрации вкрапленных олововольфрамовых руд на примере ряда объектов (Гремячее, Чердож, Убинское и др.) очевиден, но нуждается в более углубленном изучении [109].

В зависимости от состава рудоносных гранитов и вмещающей среды менялся и минеральный состав руд: кварц-турмалин-шеелит-касситеритовый (Нарым), кварц-турмалин-шеелитовый, кварц-касситерит-шеелитовый (Центральная Калба), кварц-касситерит-вольфрамитовый (Северо-Западная Калба) и др.

Региональная зональность оруденения по латерали намечается таким образом:

Тигирекско-Черневинская →	Калба-Нарымская →	Западно-Калбинская
Mo, W, Be, Bi	W, Sn, Be, Ta	Sn, W, Be

В продольном направлении через Калба-Нарымскую металлогеническую зону зональность проявлена четко и подчеркивается сменой количественного соотношения Sn-W руд и главнейших минеральных парагенезисов.

Северо-Западная Калба →	Центральная Калба	Нарым
W	W, Sn	Sn, W, Ta
<u>вольфрамит</u>	<u>шеелит</u> , касситерит	<u>касситерит</u> , шеелит

На комплексных рудных полях пегматоидные кварц-полевошпатовые жилы и грейзены занимают промежуточное положение между редкометалльно замещенными пегматитами и гидротермалитами. В вертикальном разрезе штокверковые минерализованные зоны в осадочных породах подчеркивают верхнюю (надинтрузивную) часть рудоносных зон и являются наиболее перспективными.

Практическое значение кварцевожилно-грейзеновой формации невелико. Некоторые проявления служили объектами промышленной или старательской добычи оловянно-вольфрамого концентрата, но в настоящее время законсервированы. Мелкие месторождения и рудопроявления явились коренным источником россыпей шеелита и касситерита, известные из которых полностью отработаны. Дальнейшее направление работ должно быть сосредоточено по оценке субформации штокверковых минерализованных осадочных пород, кварц-полевошпатовых жил и грейзенов надинтрузивной зоны, которые по аналогии с Карасу, Калай-Топканом, возможно Карагоином, Мынчункуром, Гремячим и другими объектами, могут привести к обнаружению более богатых оловянно-вольфрамовых руд пневматолито-гидротермального генезиса или выявлению других перспективных рудных формаций - редкометалльно-пегматитовой, альбитит-грейзеновой с Sn, Ta, Nb, Li, Be.

По Л.Д. Исаевой (2010 г.) на месторождении выделяется порядка 15 минеральных ассоциаций, сформированных в различных термодинамических условиях, от ранней молибденит-кварцевой (420-380⁰С) к грейзеновой и молибденит-вольфрамит-кварцевой (450-350 и 290-260⁰С) и затем сульфидно-кварцевой ассоциации (310-170⁰С). В заключительную стадию образовались кварц-флюоритовая и цеолит-кварцевая ассоциации при снижении температуры до 180-60⁰С. Давление при минералообразовании изменялось в пределах 180-45МПа. Общая продолжительность редкометалльного рудообразования

составляет порядка 800 тыс. лет, а вертикальный диапазон распределения редкометалльного оруденения в гранитах – 500-1000 м.

Характерна повышенная концентрация редкоземельных элементов в рудных минералах (вольфрамите, шеелите) месторождения Акшатау и других редкометалльных объектах Центрального Казахстана (Контенколь, Катпар, Караоба и др.). Повышенные содержания РЗЭ, Re, Hg, Nb отмечаются в вольфралитах и шеелитах редкометалльных месторождений Восточного Казахстана (Коростелевское, Ивановское, Чердожак и др.). Приведенные термодинамические параметры рудообразования на примерах месторождений Центрального Казахстана должны / учитываться при построении геолого-генетических моделей редкометалльных объектов Восточного Казахстана[85].

3.6 Гидротермальный тип

Является самой распространенной группой среди редкометалльных формаций Большого Алтая. Наибольшее количество из них сконцентрировано в Калба-Нарымской металлогенической зоне и генетически связано с многофазными гранитами калбинского (P_1) и лейкогранитами монастырского комплекса (P_2).

В изучение кварцево-жильного редкометалльного оруденения Калбы и Нарыма большой вклад внесли многие геологи (В.П. Нехорошев, Н.А. Елисеев, М.П. Русаков, Г.Н. Щерба, Ж.А. Айталиев, С.Г. Шавло, Б.Н. Ерофеев, Н.К. Морозенко, С.Д. Кончаков, Г.К. Чертушкин, Г.Б. Чернышев, М.Ф. Стрелкин, Н.К. Скаковский и др.), которыми были разработаны ряд вопросов магматизма и редкометалльной металлогении в региональном и детальном плане. Позднее, после проведения крупномасштабного геологического картирования были получены новые данные о последовательности магматитов, морфологии интрузий, генетической связи метасоматитов и оруденения с определенными интрузивными фазами, условиях формирования оловянно-вольфрамовых месторождений и др. Принципиально важным является вывод о разновозрастности редкометалльного оруденения и генетической связи оловянных гидротермалитов с гранитами I фазы, а олово-вольфрамовых – с гранитами II фазы калбинского комплекса. Лейкогранитам монастырского комплекса присуще чисто вольфрамовое кварцевожильное оруденение [34,71].

Наиболее распространенной является гидротермальная (кварцевожильная) оловянная формация, которая объединяет многие месторождения и рудопроявления с касситеритом, часть из которых эксплуатировалась.

Чудское месторождение – типичный представитель данной формации. Открыто в 1934г. Б.Н. Ерофеевым в Восточной Калбе. Месторождение находится в 5 км северо-западнее пос. Палатцы (в верховьях Филаретова Ключа). Расположено в северной половине Мирлюбовского гранитного массива и контролируется наложенной трещиноватостью и сколовыми разрывными нарушениями, оперяющими крупный северо-восточный разлом длительного развития (рисунок 45).

Рудный процесс имел пульсирующий характер и протекал по данным М.А. Оррэ (1944г.) в три этапа: 1) образование оловоносных кварцевых жил; 2) локализация кварц-турмалиновых жил, бедных касситеритом; 3) формирование брекчированных зон с незначительным содержанием касситерита.

Кварцевые жилы сложены голубовато- и темно-серым кварцем, содержащим вкрапленность касситерита I и арсенопирита I, реже отмечаются мусковит, флогопит, турмалин, пирит и халькопирит. Вольфрамит и шеелит встречаются обычно в знаках.

В заключительный этап формирования месторождения были образованы брекчированные минерализованные зонки северо-восточного простирания, представленные обломками катаклазированных и милонизированных вмещающих гранитов, которые сцементированы поздним кварцем, тонкоигольчатым турмалином с новообразованиями поздних генераций апатита, флюорита, касситерита, арсенопирита и пирита. В этих образованиях олово положительно коррелирует с Be (+0,54), Ga (+0,39), Ti (+0,34), Zn (+0,23).

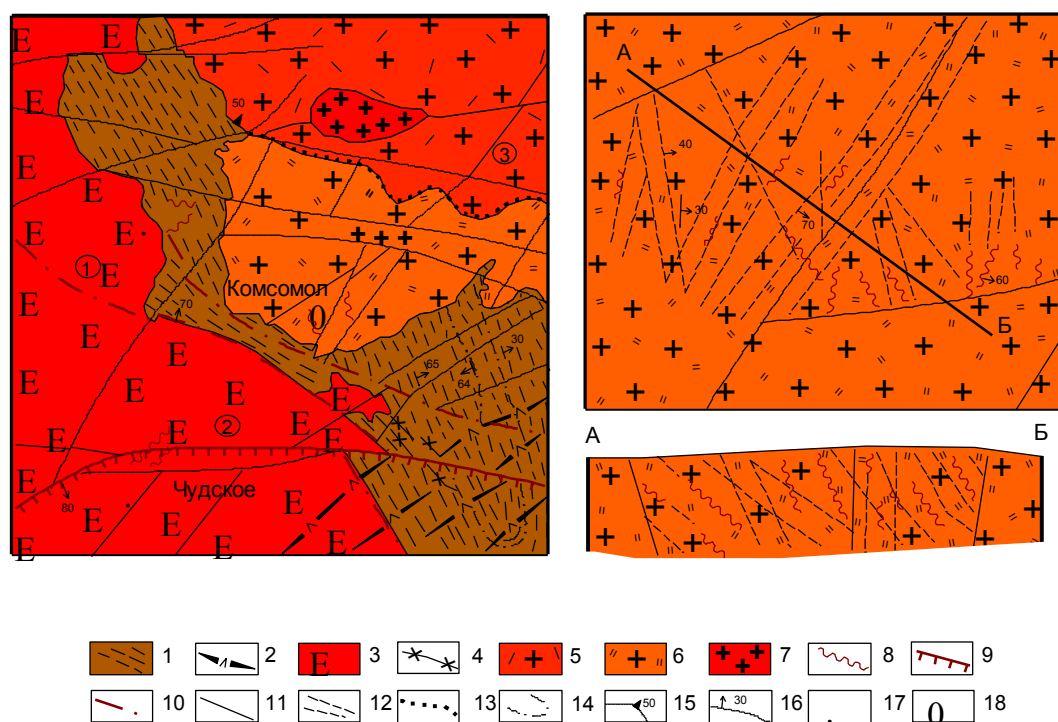
Анализ геологических материалов с учетом величины денудации массива (более 1 км) и предпочтительных корреляционных связей олова с элементами высокой ионной плотности (Ni, V, Ga) показывает, что на месторождении вскрыта нижняя часть рудной зоны и перспективы объекта на глубину ограничены. Можно ожидать обнаружение скрытого оловянного оруденения на продолжении юго-западного фланга рудоносной структуры.

Граниты второй фазы сопровождалась несколькими типами рудных формаций. Среди гидротермалитов наиболее распространенной является гидротермальна (кварцевожилная) оловянно-вольфрамовая формация, объединяющая мелкие месторождения и проявления Комсомольско-Карашской, Каиндинской и других групп.

Комсомольское месторождение размещается севернее пос. Палатцы, в юго-западном эндоконтакте гранитного массива Шошкалы. Характеристика месторождения приводится с использованием материалов предыдущих исследователей (Н.К. Морозенко, М.Ф. Стрелкин, И.В. Дуброва и др.). В районе месторождения развиты средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I (Чудской массив) и среднезернистые мусковитизированные и грейзенизированные граниты II (массив Шошкалы), разделенные между собой Кадырбайским сланцевым останцом, имеющим падение на СЗ под углами 50-70°. Юго-восточнее месторождения прослеживается северо-восточный пояс даек миролюбовского комплекса (рисунок 46).

Пространственно месторождение приурочено к юго-западному апофизу гранитного массива, прорывающему песчаниково-алевролитовые отложения такырской свиты. В рудном поле широко проявлены внутриинтрузивные нарушения северо-восточного и широтного направлений и оперяющие их трещинные структуры, контролирующие распределение дополнительных интрузий, площадное развитие процессов мусковитизации, грейзенизации и локализацию рудных кварцевых жил. Наиболее крупный Карашский разлом северо-восточного простирания является рудоконтролирующей структурой не

только для Комсомольского месторождения, но и для Sn-W гидротермалитов месторождения Караш, расположенного вблизи пос. Подгорное.



1 – песчаники, алевролиты такырской свиты (D_3); 2 – дайки диоритовых порфиров и гранит-порфиров миролубовского комплекса (P_2-T_1); 3-8 – калбинский комплекс, P_1 (3 – средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты и 4 – жильные аплитовидные граниты I фазы, 5 – среднезернистые мусковитизированные граниты II фазы, 6 – их грейзенизированные разности и 7 – мелкозернистые биотитовые граниты II фазы калбинского комплекса); 8 – кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом); 9 – глубинный разлом; 10 – внутриинтрузивные разломы первого и 11 – второго порядка; 12 – рудовмещающие разрывы; 13 – граница постепенных переходов; 14 – структурные линии; 15 – направление падения контактов гранитов и 16 – разломов, жильных тел; 17 – кварцевожильная оловянная и 18 – олово-вольфрамовая формации. Название разломов: 1 – Кадырбай, 2 – Песчанский, 3 – Карашский

Рисунок 46 – Кварцевожильное олововольфрамовое месторождение
Комсомол

Процессы мусковитизации вмещающих гранитов протекали в слабо щелочной среде и сопровождалась увеличением содержаний мусковита (10-15%), незначительным привнесом Sn, Li, Be, F, Al, K и выносом Na, Si. В этих гранитах установлены достаточно сильные положительные корреляционные связи Sn с Zn, Cu и слабые связи с Ni, Li, W. По данным химанализов повышенные содержания Li_2O зафиксированы в биотите (0,32%), а F в мусковите (0,8%) и биотите (0,45%). Среди аксессуаров в этих гранитах обнаружены: ильменит (288г/т) и рутил (36), флюорит (126), шеелит (36), а также касситерит, вольфрамит, турмалин, гранат, анатаз (знаки) и другие минералы. Площадь месторождения оконтуривается литогеохимическими ореолами рассеяния Li в первичных породах (0,03-0,07%).

Морфологически кварцевые жилы представлены правильно плитообразными телами мощностью 0,1-0,2м, реже 0,6м и длиной в несколько

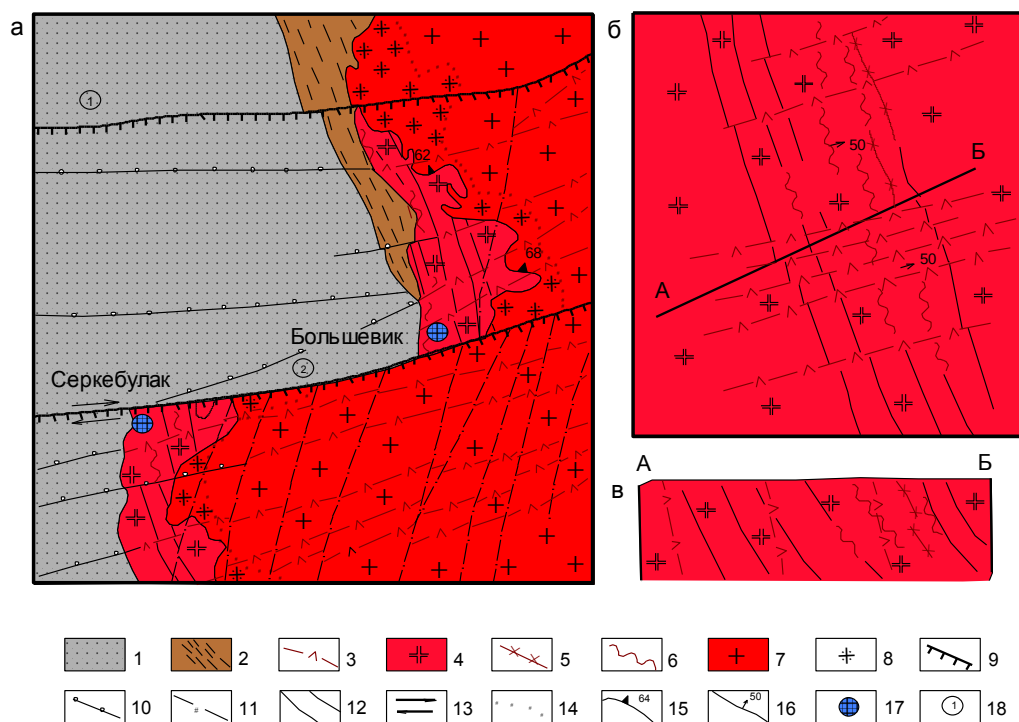
десятков метров. Они выполняют наложенные трещины в гранитах в основном двух направлений: 1) простирание СЗ 320° - С 0°, падение на СВ и В под углами 30-60°; 2) простирание СВ 30-40°, падение на ЮВ под углом 60°. Отличительной особенностью их минерального состава является их выдержанный кварц-флюорит-мусковит-полевошпатовый парагенезис с преобладанием в рудах гюбнерита и касситерита. Турмалин, в отличие от других типов месторождений Калбы, не характерен и встречается в единичных знаках. Процесс рудоотложения сопровождался привнесом W, Sn, F, Mn. Между рудными элементами отсутствуют значимые корреляционные связи. Выделяются две стадии рудообразования: 1) ранняя – кварц-касситерит-гюбнеритовая и 2) поздняя – сульфидная.

Комсомольское месторождение в настоящее время почти полностью отработано и не представляет практического интереса. Перспективы участка могут расширены за счет поисков новых скрытых рудоносных гранитных апофиз и выступов в юго-восточном окончании Комсомольского массива.

С гранитами монастырского комплекса генетически связана гидротермальная (кварцевожильная) вольфрамовая формация, представленная многочисленными мелкими месторождениями и рудопроявлениями Миролюбовской группы (Большевицкое, Фурмановское, Восточное, Серкебулак и др.), которые раньше являлись объектами старательской добычи вольфрамового концентрата.

Большевицкое кварцевожильное месторождение вольфрамита расположено в западном эндоконтакте Миролюбовского гранитного массива, в 10 км севернее пос. Раздольное. Описание месторождения приводится с использованием данных Ж.А. Айталиева, Б.Н. Ерофеева, И.В. Дубровой, Н.К. Морозенко, С.Г. Шавло. Геологическая позиция рудных тел определяется их приуроченностью к трещинной интрузии крупнозернистых лейкократовых гранитов меридионального простирания, которая разместилась на контакте гранитов I калбинского комплекса с вмещающими осадочными породами (рисунок 47). По данным структурного анализа - это наименее эродированные краевые и депрессионные части массива [27].

В материнских гранитах часто встречаются кварц-турмалиновые образования в виде гнезд (размером до 10×10 см) и нитевидных прожилков, которые также характерны для аплитовидных гранитов и рудных кварцевых жил. Турмалинизированные граниты, по сравнению с неизмененными гранитами монастырского типа, содержат больше кремнекислоты ($Q=+44,4$), железа ($f=86$) и глинозема ($a'=62$), что связано с увеличением в них кварца (до 40-50%), мусковита (до 5%), турмалина (до 2671 г/т), граната (до 429 г/т) и пирита (86 г/т), и соответственно меньше щелочей ($Ka=0,52$) и полевошпатовой извести (уменьшение микроклина и плагиоклаза). Им присущи акцессории-вольфрамит и шеелит (знаки -100 г/т), касситерит и арсенопирит (знаки). Повышенные содержания шеелита (27г/т), турмалина (236г/т) и граната (27г/т) отмечаются и в жилах аплитовидных гранитов, которые в рудных концентрациях установлены в кварцевых жилах и околорудных грейзенах.



1 – алевролитопесчаные флишеидные отложения, C_1V_{2-3} ; 2 – песчаники, алевролиты такырской свиты, D_3 ; 3 – дайки диоритовых и монцонитовых порфиров миролубовского комплекса, P_2-T_1 ; 4-6 – монастырский комплекс, P_2 (4 – крупнозернистые лейкократовые граниты, 5 – жильные аплитовидные граниты, 6 – рудные кварцевольфрамитовые жилы); 7-8 – калбинский комплекс, P_1 (7 – средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы и 8 – их контаминированные разности); 9 – глубинный разлом; 10,11 – пострудные разрывы; 12 – рудолокализирующие разрывы; 13 – сбросо-сдвиговые перемещения; 14 – граница постепенных переходов; 15 – падение контактовой поверхности гранитов и 16 – жильных пород; 17 – кварцевожильная вольфрамовая формация; 18 – название разломов (1 – Чудской, 2 – Миролубовский). а – геологическая схема, б – детальная карта-врезка, в – геологический разрез.

Рисунок 47 – Кварцевожильное вольфрамовое месторождение
Большевицкое

Таким образом, выявляется преобладание минерализации рудных тел (турмалин, вольфрамит, шеелит, арсенопирит) от материнских гранитов – важный фактор генетического родства лейкогранитов и вольфрамовых руд.

Месторождение сформировалось в общем виде в такой последовательности:

1) локализация кварцевых жил в краевых эндокинетических трещинах отдельности лейкогранитов субмеридионального простирания $SZ 345^\circ - СВ 10^\circ$ с падением внутрь массива ($50^\circ - 80^\circ$); 2) внедрение субширотного пояса пострудных даек диоритовых порфиров и монцонит-порфиров в зоне Миролубовского глубинного разлома, четко рассекающих рудные кварцевые жилы; 3) смещение южного блока месторождения к западу на 3,5 км в результате активизации Миролубовского взброса-сдвига, что позволяет рассматривать кварцевожильное поле рудопроявления Серкебулак естественным продолжением южного фланга Большевицского месторождения;

4) блоковые вертикальные перемещения отдельных частей месторождения, обеспечившие приподнятость и большую денудацию его северного фланга.

На площади месторождения отмечается комплексный литогеохимический ореол рассеяния W (0,03-0,05%) и Sn (0,001-0,004%). Здесь известна одна рудоносная зона меридионального простирания длиной около 1 км и шириной 100- 150 м, в пределах которой сосредоточены субпараллельные кварцевые жилы на расстоянии друг от друга 1-10 м. Морфологически последние представлены правильно плитообразными телами мощностью от первых до десятков см, иногда до 1-3 м, длиной в десятки и первые сотни метров. От крупных жил в южном направлении отходят апофизы мощностью до 0,3-0,4 м. На глубину мощность кварцевых жил и содержание вольфрама резко уменьшается.

Процесс рудообразования происходил в две стадии: 1) раннюю – вольфрамит-арсенопирит-кварц-турмалиновую и 2) позднюю – сульфидную.

В *раннюю* стадию (редкометалльную) образовался главный рудный минерал - вольфрамит в ассоциации с турмалином и арсенопиритом при ведущей роли бора в качестве минерализатора. В кварце отмечаются также полевые шпаты, мусковит, очень редко флюорит и другие минералы.

Поздняя стадия минералообразования характеризуется метасоматическим замещением вольфрамита шеелитом и пирит-марказитовой массой, ильменита - рутилом и пиритом, а также новообразованиями позднего кварца, турмалина II и сульфидных минералов (халькопирит, пирротин, галенит и др.). Существенного привноса вольфрама и полиметаллов не происходило, установлено лишь заметное накопление шеелита (до 1,5 кг/т) за счет вольфрамита.

В целом Большевистское месторождение частично отработано и в настоящее время не имеет практического значения. Некоторое расширение перспектив возможно за счет доизучения его смещённого южного фланга на участке Серкебулак.

4 ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

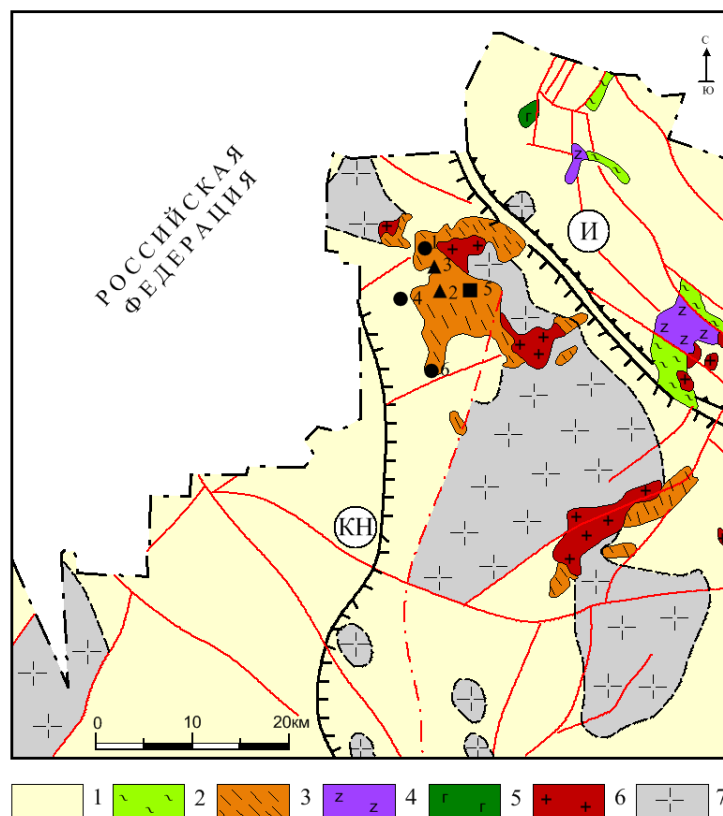
4.1 Шульбинский участок

Редкометалльные объекты сосредоточены в четырех районах (Шульбинский, Северо-Западно-Калбинский, Центральном-Калбинский и Нарымский), двух рудных зонах (Гремячинско-Киинская, Карагоин-Сарыозекская) и 22 рудных узлах. Промышленное значение имеет в основном Центральном-Калбинский рудный район, объединяющий месторождения редкометалльных пегматитов (Бакенное, Белая Гора, Юбилейное, Верхняя Баймурза и др.), которые до 1994 года разрабатывались Белогорским горно-обогатительным комбинатом (БГОК). Сейчас они законсервированы в виду нерентабельности производства [34-37, 116].

Проводимые в настоящее время научно-исследовательские работы показывают, что в Калба-Нарымской зоне сохраняются перспективы на обнаружение новых месторождений редких металлов. Наиболее перспективными являются фланги гранитоидного пояса, перекрытые чехлом рыхлых отложений, и скрытые гранитоидные массивы, их апикальные зоны, выделяемые по геолого-геофизическим данным (Манат-Черновинская площадь, Карасу и др.). Целесообразно продолжить доизучение известных рудных полей и месторождений (Огневско-Бакенное, Асубулакское, Белогорское и др.). На современном научно-техническом уровне необходимо вовлечение в изучение закрытых и полужакрытых площадей, которые являются резервными для обнаружения скрытых и погребенных редкометалльных месторождений (коры выветривания, погребенные россыпи, нетрадиционные типы оруденения) [5]. Одним из перспективных представляется Шульбинский потенциальный рудный район.

Шульбинский район расположен на северо-западном фланге Калба-Нарымского рудного пояса, на границе с Россией и почти полностью перекрыт чехлом рыхлых отложений (рисунок 48). На северо-востоке граничит с Иртышской зоной смятия, на юго-западе по системе Теректинского глубинного разлома отделяется от Западно-Калбинского золоторудного пояса. По новым тектоническим реконструкциям, на основе карты глубинного строения Калбы, и Жарма-Саура по геолого-геофизическим данным (В.Н. Любецкий, Г.П. Нахтигаль) и карты металлогенического районирования Рудного Алтая масштаба 1:500 000 (А.М. Мысник, Б.А. Дьячков, Н.И. Стучевский и др. 2004г.), устанавливается резкое расширение границ территории северо-западного фланга Калба-Нарымского пояса (до 80-100 км) [47]. В орогенную стадию развития герцинских структур Большого Алтая в результате «генеральных левосдвиговых деформаций» [14] Теректинский граничный разлом испытал смещение и дугообразный подворот в меридиональном направлении и занял симметричное положение относительно Чарско-Горностаевского офиолитового пояса. В возникшую область растяжения внедрились гранитоидные интрузии, фиксируемые фрагментарными выступами

на поверхности и выделяемые по геофизическим данным и космическому дешифрированию на глубине.



1 - кайнозойские рыхлые отложения: суглинки, супеси, пески, глины, алевриты, гравий (KZ); 2 - зеленые метаморфические сланцы, песчаники, алевриты (D₂); 3 - черные сланцы, песчаники, алевриты такырской свиты (D₃); 4 - ультрабазиты (Pt?); 5 - габбро-диабазы, габбро-диориты, диабазы (C₁); 6 - гранитоиды калбинского комплекса (P₁); 7 - скрытые массивы гранитоидов; 8 - мелкие разрывные нарушения и 9 - выделенные по геолого-геофизическим данным и дешифрированию космоснимков; 10 - границы Иртышской зоны смятия и 11 — перспективной площади. Рудные формации: 12 — кварцевожильная вольфрамовая, 13 — грейзеново-кварцевожильная олововольфрамовая и 14 — типа минерализованных зон. Металлогенические зоны: И - Иртышская, КН - Калба-Нарымская. Рудные объекты: 1 - Степановский, 2 - Комаровский, 3 - Ближний, 4 - Коростелевский, 5- «Ржавая Сопка» и 6 - Кожанкуль.

Рисунок 48 - Геологическое строение Шульбинского района Калба-Нарымского рудного пояса [15].

В последние годы получены новые данные по геологии и рудоносности рассматриваемой территории, расширяющие ее перспективы на редкие металлы. Для поиска оруденения благоприятны следующие данные.

1. Пространственное положение района на северо-западном фланге гранитоидного пояса, т.е. на продолжении рудоносных структур Калбы под чехлом рыхлых отложений. Развитие на поверхности отдельных выходов крупно-среднезернистых порфировидных биотитовых гранитов I фазы и среднезернистых мусковитизированных гранитов II калбинского комплекса с аномальными содержаниями элементов-примесей (Sn, Li, B, F).

2. Прямые признаки редкометалльного оруденения, представленного олововольфрамовыми рудопроявлениями грейзенового и кварцевожилыного типов (Коростелевское, Комаровское, Кожанкуль, Степановское и др.). На этих объектах выделяются грейзенизированные разности гранитов и многочисленные кварцевые жилы с вольфрамитом и касситеритом. Мощность кварцевых тел до 1-2 м, концентрация в них WO_3 высокая (1,9%). Установлена также повышенные содержания элементов в обохренных гранитизированных алевролитах такырской свиты надинтрузивной зоны (W до 0,1-1%, Cu и Zn - 0,05%).

3. На рудопроявлении «Ржавая Сопка» в метаморфизованной гидротермально-измененной дайке кварцевого порфира меридионального простирания (длина более 200 м, мощность до 10 м) проявлена сульфидная минерализация и повышены значения Sn (0,2-0,4 %), Li (0,05%), Zn (до 0,1%), Cu, Pb (0,02%) и F (несколько процентов). А.Л. Дергачевым (1991 г.) в дайке обнаружены топазиты. В гранитах отмечается флюоритовая минерализация.

4. Интенсивное проявление разрывной тектоники, фиксируются многочисленные нарушения, залеченные кварцевыми жилами и минерализованными зонами. В измененных осадочных породах такырской свиты часто встречаются бурые железняки, в которых по спектрозолотометрии установлены весовые содержания Au от 0,15 до 0,8 г/т. С учетом повышенной сульфидности кварцевых жил и метасоматитов, определяется перспективность района и на золото.

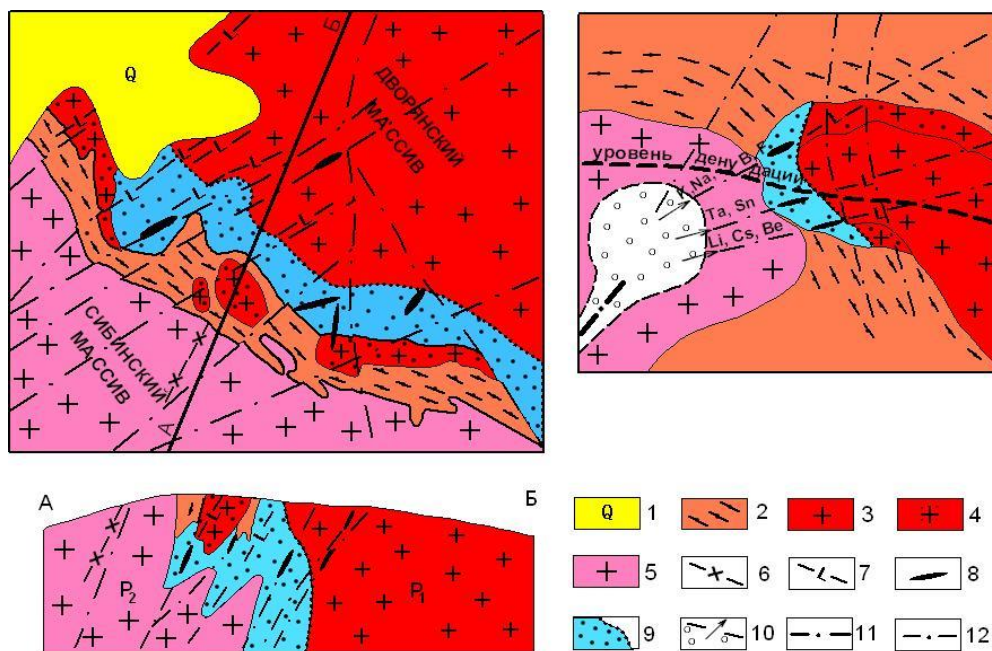
5. Перспективность Шульбинского района также подтверждается работами В.Ф. Кащеева, литогеохимическими исследованиями Алтайской геолого-геофизической экспедиции и материалами по геологическому доизучению площади листа М-44-IX масштаба 1:200 000 (А.Е. Степанов и др.).

Таким образом, в Шульбинском потенциально рудном районе прогнозируются следующие типы месторождений: 1) грейзеново-кварцевожилыных штокверков (Sn, W); 2) альбитит-грейзеновых метасоматитов (Sn, Ta) скрытых гранитных куполов (тип Карасу); 3) древних россыпей касситерита, вольфрамита и других минералов (тип Торткалмака); На основании изложенного, рекомендуется провести глубинное картирование (ГГК-50) территории Шульбинского района с применением больших объемов геофизических, горных работ, картировочного и поискового бурения с целью выявления скрытых и погребенных гранитоидных массивов, и оценки перспектив на редкие металлы и другие полезные ископаемые. В пределах выделенного Степановского участка провести поисковые работы первой очереди.

4.2 Апогранитный участок

Размещается в Карагоин-Сарыозекской рудной зоне, в пределах Дворянско-Скалистого рудного поля. Пространственно приурочено к эндоконтакту Дворянского массива, сложенного среднезернистыми биотитовыми и мусковитизированными гранитами II фазы калбинского

комплекса (рисунок 49), в области их непосредственного контакта с крупнозернистыми лейкогранитами Сибинского массива («Расчистка Чернышева»). Здесь отмечаются зоны альбитизированных и грейзенизированных гранитов в виде полосы длиной 1400 м и шириной 100-200м (Апогранитное) и микроклин-альбитовые пегматиты (с лепидолитом и рубеллитом) северо-восточного простирания с редкометальным оруденением - Ta, Sn, Li, Cs, Be (Дворянское).

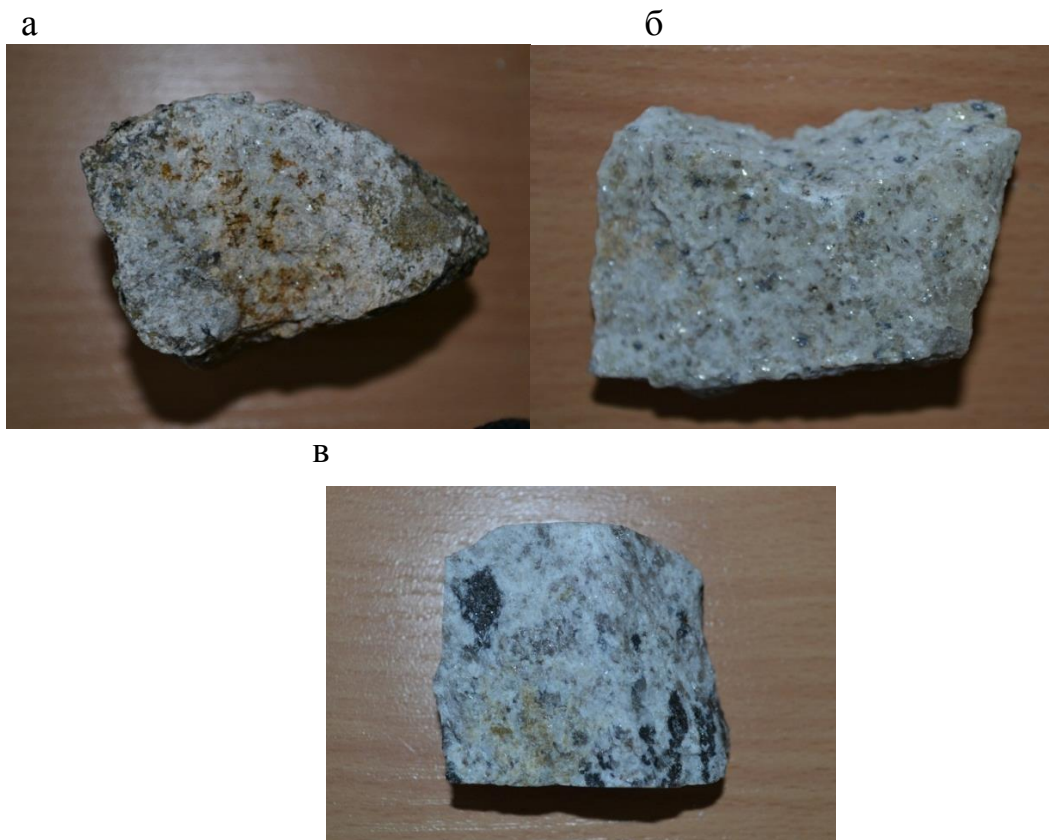


1 – четвертичные отложения, 2 – роговики такырской свиты, 3 – среднезернистые биотитовые граниты II калбинского комплекса и 4 – их контаминированные разности, 5 – крупнозернистые лейкограниты монастырского комплекса, 6-8 – жильные породы (6 – аплит-пегматиты, 7 – олигоклаз-микроклиновые и 8 – редкометальные пегматиты), 9 – альбитизированные и грейзенизированные породы, 10 – направление флюидопотоков, 11 – крупные магмоподводящие разломы, 12 – рудоконтролирующие разрывы.

Рисунок 49 – Геологическое строение участка Апогранитного

Внешне – это реднезернистые равномернозернистые граниты светло-серого цвета с повышенным содержанием альбита и мусковита, близкие по виду к редкометальным гранитам Ново-Ахмировского участка и месторождения Алаха (рисунок 50).

На основании геолого-генетической модели предполагается, что лейкограниты монастырского комплекса оказали контактово-метасоматическое воздействие на более ранние калбинские граниты и выступили в роли мобилизатора рудного процесса, способствовавшего усилению концентрации Sn, W, Li, Ta оруденения в апогранитах. Этот фактор рекомендуется учитывать при оценке рассматриваемых объектов и проведении поисковых работ в северо-восточном экзоконтакте Сибинского массива.



а – альбит-грейзеновые метасоматиты Апогранитного участка; б - цинвальдит-лепидолитовые граниты ново-Ахмировского участка; в – альбит-сподуменовые граниты месторождения Алаха.

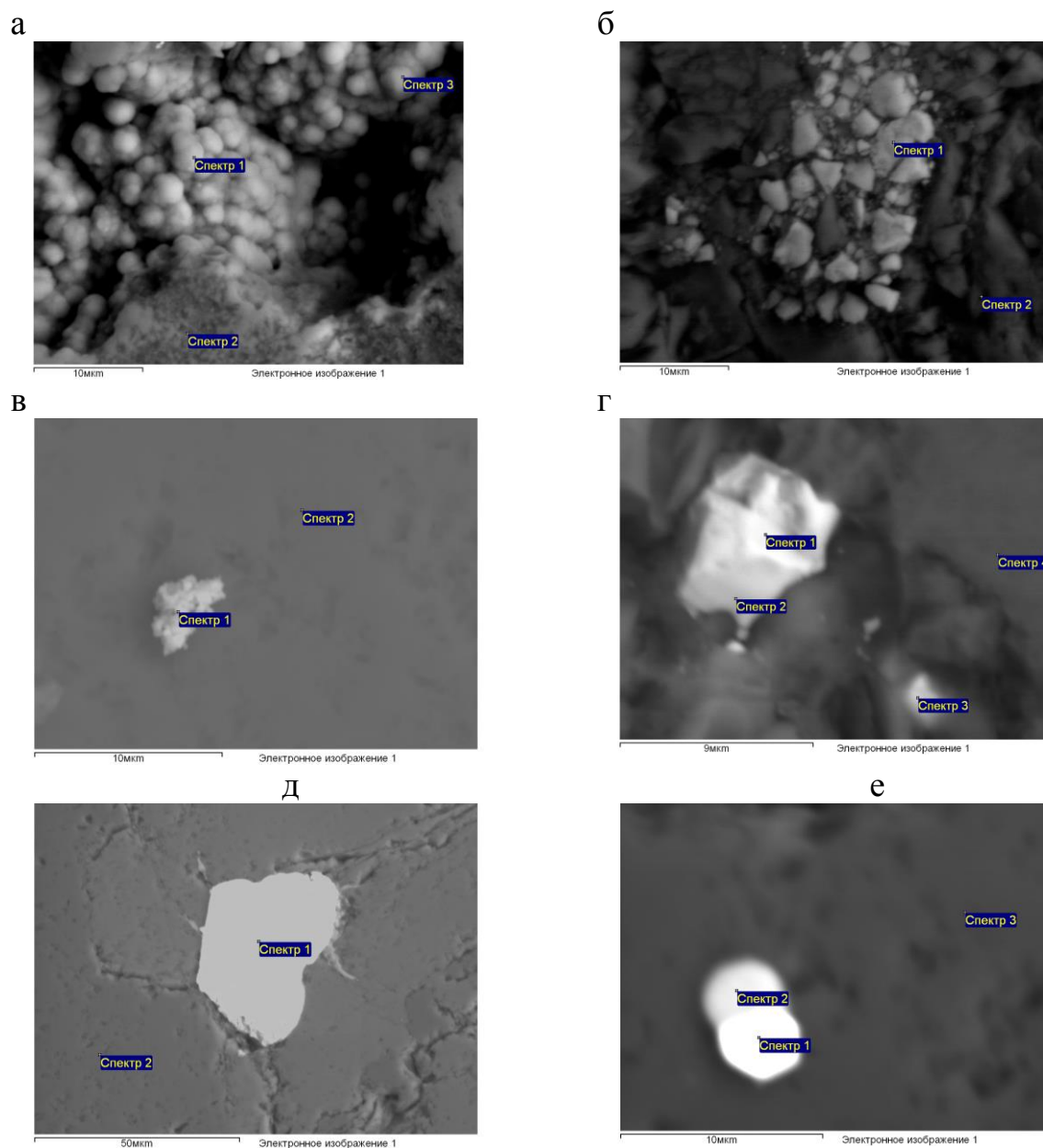
Рисунок 50 – Образцы редкометалльных гранитов

Вмещающие породы – это граниты нормального ряда, плюмазитовой натриево-калиевой серии, в мусковитизированных разностях которых повышены содержания SiO_2 (74,48-76,64%), K_2O (5,43%), а также редких элементов (г/т): Та (4,1), Nb (13,3), Ве (3,1) и суммы редких щелочей – Li, Rb, Cs (337,9 г/т), таблица 16. В альбитизированных и грейзенизированных гранитах происходило накопление Ве (25 кларков), Sn (8,9 кларка) и Li (5,9 кларка) при резко неравномерном распределении указанных элементов. В альбитизированных пегматитовых прожилках отмечаются кристаллы розового турмалина (рубеллита).

По результатам масс-спектрометрии альбитизированные граниты отличаются невысоким содержанием редких земель (11,17 г/т), среди которых цериевая группа существенно превышает сумму тяжелых элементов (более 4-х раз). Среди халькофильных элементов преобладают (г/т) Cu (93,26), Zr (59,95) и Zn (46,71), в отдельных пробах повышена Sb (4,27 г/т). Рассеянная группа элементов представлена в основном Zr (до 80 г/т), Ga (19,11 г/т), Sr (91,37 г/т) и В (24, 81 г/т). Также установлены весовые содержания U (3,16 г/т), Y, Ge. Распространенными элементами являются Fe (до 11880 г/т), Mn (до 361,5 г/т), Cr (до 155,8 г/т), Ti (39,4). В альбититах повышены содержания редкощелочных

элементов: Li (до 379,5г/т) и Rb (до 291,4г/т) при меньшем значении Cs (8,26 - 22,56 г/т). Редкие элементы представлены Sn (14,03-25,85 г/т), Mo (до 35,06) меньшее значение имеют Ta (до 2,5 г/т) и Be (до 8,7 г/т).

На РЭМ-изображении в альбититах отмечаются оолитовые гнезда оксидов железа и скопления микрозерен циркона и микровключения галенита (рисунок 51).

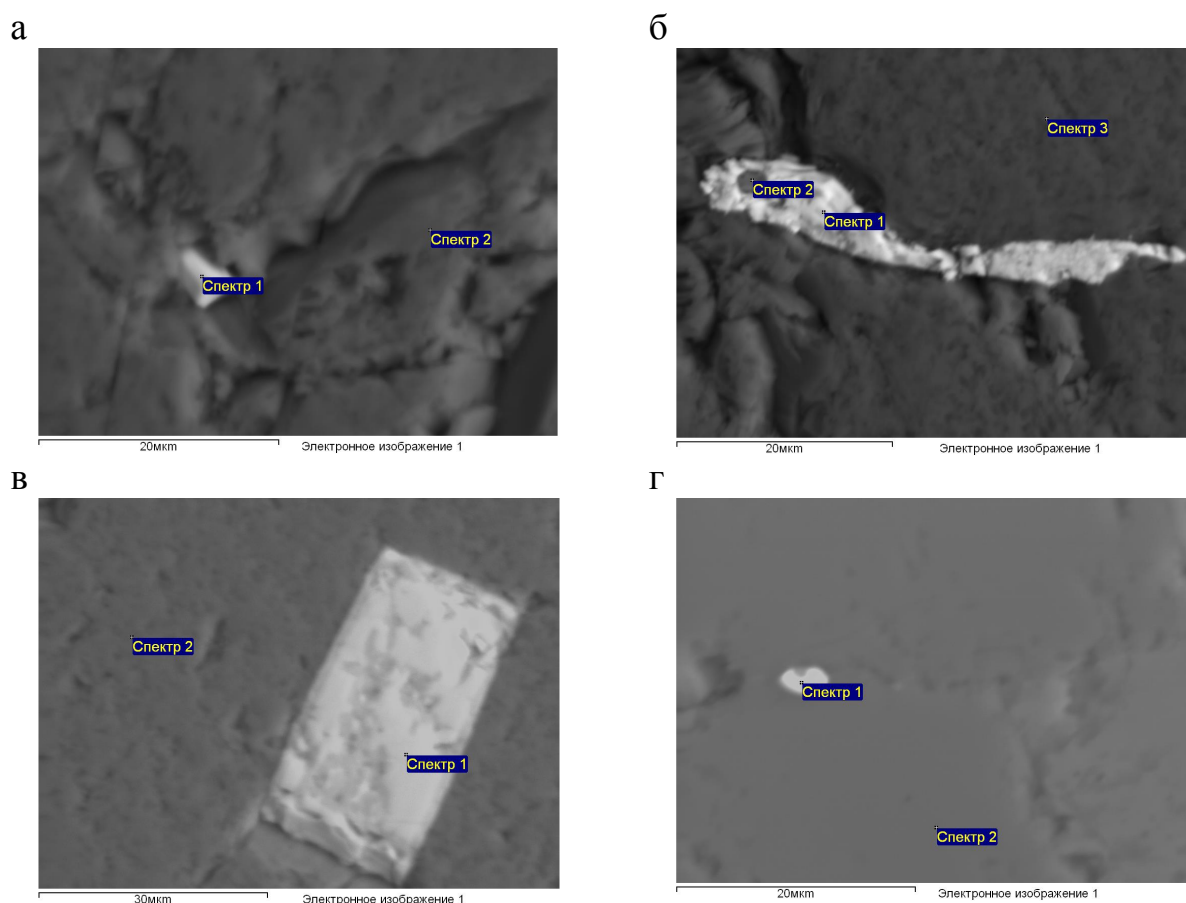


а-оолиты оксидов железа; б- скопления микрозерен циркона; в- микровключение галенита комковатой формы (спектр1); г- микрозерно касситерита массивного облика; д- вкрапленность сереброносного монацита (Ag 2,54 вес %); е – двойник касситерита

Рисунок 51 - Микровключения минералов в альбитизированных гранитах Апогранитного участка

Среди редких металлов обнаружены микровключения касситерита комковидной формы (размером 3-8 мкм), сереброносного монацита, округлые зерна ураноносного минерала – настурана и иридиеносного редкоземельного минерала – таленита ($Y_2Si_2O_7$).

На восточном фланге участка расположена редкометалльно-пегматитовая жила Дворянская, в центральной части которой развита кварц-альбит-лепидолитовая зона (с рубеллитом и танталитом). В этих рудах на микроуровне обнаружена вкрапленность танталит-колумбита, вытянутая пластинка колумбита неправильных очертаний и идиоморфное зерно циркона (рисунок 52).



а - тонкодисперсное зерно танталит-колумбита с примесью вольфрама; б - веретеновидное включение колумбита; в - призматическая табличка циркона; г - зерно касситерита.

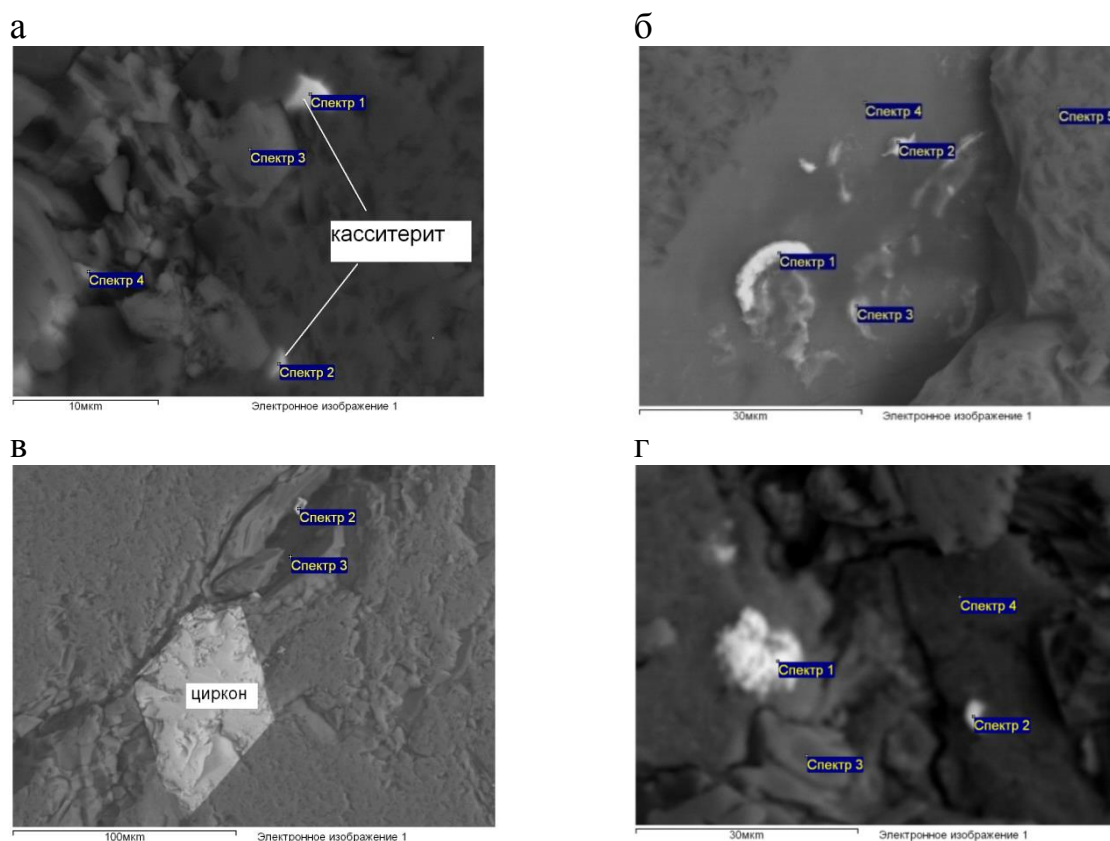
Рисунок 52 - Микровключения в редкометалльных пегматитах жилы Дворянской Апогранитного участка

Обращается внимание на также образование в рудах редкоземельных минералов – флюоцерита $(La, Ce)F_3$ и иттроцерита $(Ca, Y, Ce)F_{2-3}$, что сближает

их с минерализацией редкоземельного месторождения Верхнее Эспе [90]. Кроме того, впервые здесь обнаружен окисный минерал никеля, содержащий Ni (61,97 вес %), O (25,36) и P (7,69), возможно это фосфоросодержащий арупит NiO. Сульфидные минералы представлены оксидами свинца и меди.

На масс-спектрометре в грейзенах кварц-альбит-лепидолитового состава (с рубеллитом) установлены аномальные содержания Li (до 16270 г/т) и Rb (до 6243 г/т), в меньшей степени Cs (до 841,3 г/т), Sn (183,3 г/т), Nb (81,17 г/т), Ta (19,76 г/т) (рисунок 53). По сравнению с пегматитами простого состава в них больше Ti (до 7940 г/т) и Mn (до 4630 г/т).

Изложенные данные по условиям образования и вещественному составу руд сближают Апогранитное рудопоявление с редкометалльными альбит-сподуменовыми гранитами Алахинского штока, что повышает перспективность изучаемого объекта и позволяет рекомендовать его для более детальной оценки.



а - касситерит, б - циркон идиоморфной формы, в - флюоцерит, г - иттроцерит.

Рисунок 53 - Микровключения в альбит-лепидолитовом грейзене.
Участок Апогранитный (жила Дворянская)

4.3 Ново-Ахмировский участок

Расположен в юго-западном крыле Чекчекско-Вавилонской шовной структуры, сформированный на границе Калба-Нарымской и Иртышской зон. По данным В. И. Маслова, Б.М. Луцкого и В. С. Сергиенко, в Иртышском блоке развита более древняя осадочно-метаморфическая толща позднепротерозойского-раннепалеозойского возраста, а на остальной территории отмечаются выходы отложений кыстав-курчумской (D_{2gv}) и такырской (D_3) свит, перекрытые на большей части чехлом мезо-кайнозойских рыхлых отложений.

Интрузивные образования прииртышской серии (C_1) представлены дайкообразными телами габбро-диабаз-амфиболитового и габброидного состава. Ново-Ахмировский комплекс (P_1) объединяет штоковидное тело топазовых и цинвальдит-лепидолитовых гранитов и дайки онгонитов.

Ново-Ахмировский шток редкометальных гранитов на поверхности имеет овальную форму, ориентирован в северо-западном направлении на 220 м при ширине до 110 м. Большая часть территории закрыта рыхлыми отложениями, среди которых отмечаются фрагментарные выходы гранитов, жильных гранитов и аплит-пегматитов (рисунок 54).



Рисунок 54 - Фрагментарные выходы гранитов на Ново-Ахмировском участке

В эндоконтактовых зонах развиты дайки аплитовых гранитов и аплит-пегматитов, содержащих буровато-черные пятна фосфатов лития, железа и марганца. Аплит-пегматиты характеризуются грубозернистой структурой, и имеют резкие или расплывчатые контакты с гранитами и содержат вкрапления полевых шпатов стреловидной формы (рисунок 55).



Рисунок 55 - Жила аплит-пегматита со стреловидными вкрапленниками полевых шпатов

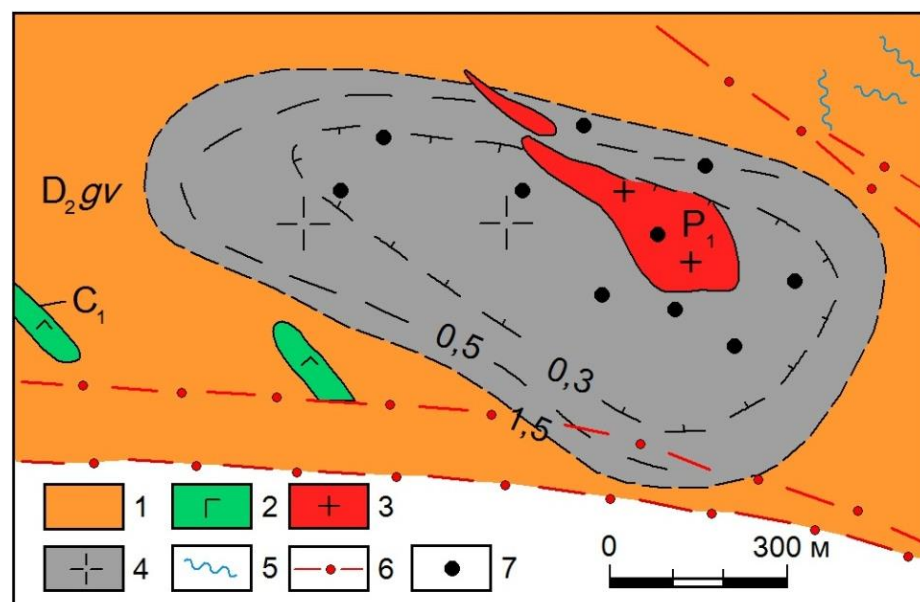
По интерпретации геофизических материалов предполагается, что Ново-Ахмировский шток является апофизой или выступом крупного гранитного массива, прослеживающегося на глубину более 1,5 км (рисунок 56).

По данным предыдущих исследователей, основными породообразующими минералами гранитов является: кварц (30-40%), альбит (25-40%), микроклин (15-35%), цинвальдит-лепидолит (10%). Второстепенные минералы: топаз (до 5%), литиевый мусковит, фторапатит, касситерит и амблигонит.

Литиевые слюды по результатам микрозондового анализа (исполнитель В. Н. Довгаль) имеют высокие содержания Li_2O (2,6-4,44 %), F (3,04-4,39%), а также повышенные значения Ta_2O_5 (до 0,006%), Nb_2O_5 (до 0,025%) и Sn (0,028-0,043%). В породе они распределены неравномерно, состав их меняется от лепидолита до цинвальдита и полилитионита. Первичный топаз имеет кристаллическую форму размером в несколько мм, а более поздний отмечается в виде неправильных зерен в ассоциации с альбитом и лепидолитом.

Касситерит образует отдельные мелкие зерна или сростки (размером 1-2 мм) зональной окраски от коричневой до черной, приурочен к альбитизированным участкам. На микрозонде CAMEBAX (аналитик О. Н. Майорова) в нем определено содержание Ta_2O_5 - 0,978 мас.%, а по количественному спектральному анализу достигает 2,76 % (ВНИИцветмет), что сближает его с касситеритами пегматитовых месторождений.

По особенностям вещественного состава альбитизированные граниты Ново-Ахмировского участка сопоставляются с типичными редкометалльными гранитами плюмазитового ряда, обогащенных оловом и танталом.



1 – ороговикованные карбонатно-терригенные породы кыстав-курчумской свиты; 2 – мелкие тела габбро-диабазов Прииртышского комплекса (C_1); 3 – альбитизированные и мусковитизированные литийсодержащие граниты (P_1); 4 – скрытый гранитоидный массив по геолого-геофизическим данным; глубинность контуров массива, км; 5 – кварцевые жилы; 6 – разрывные нарушения; 7 – пройденные буровые скважины.

Рисунок 56 - Схема геологического строения Ново-Ахмиевского участка по геолого-геофизическим данным (по материалам В. И. Маслова, А. Н. Егорова, 2014 г)

По результатам геохимического опробования с поверхности граниты обогащены Li, Rb, Sn, Ta преимущественно в центральной части интрузивного тела. По скважинам намечается тенденция увеличения содержания редких элементов с глубиной до 300 м (мас. %): Li_2O (0,148-0,16%), Sn (0,044-0,1%), Ta_2O_5 (0,005-0,094%). Особенно заметна концентрация оруденения в северо-западной апофизе и в центральной части гранитного штока до глубины 300 м, имеющей форму усеченной призмы.

В 2015 г. автором проводилось дополнительное опробование вмещающих пород и рудоносных альбитизированных гранитов с выполнением масс-спектрометрических анализов ICP-MS в лаборатории «IPGETAC» (исполнитель С. Н. Полежаев). В рогикиах кыстав-курчумской свиты среди редких металлов установлены аномалии Li, Rb, Cs и Nb (таблица 11 и рисунок 57), что подчеркивает обогащенность надинтрузивной зоны редкощелочными элементами.

Жильные граниты также обогащены (г/т): Li (753), Rb (773), в них повышены содержания Ta (6,57), Nb (37,16), Sn (14,62). В грубозернистых пегматитах выделяется аномалия Rb (656,1) и Li (311,4), содержание Nb (20,77) и Sn (24,2). Близкие значения этих элементов установлены и в микролинизированных разностях гранитов.

В альбитизированных гранитах преобладает цериевая группа с невысоким содержанием редкоземельных элементов (таблица 12 и рисунок 58). Подчеркивается Li-Rb геохимическая специализация измененных гранитов с максимальным повышением Ta (до 16,16 г/т), Nb (195,2), Be (13,31), Sn (32) (таблица 13 и рисунок 59). В целом проведенные лабораторные исследования образцов методами электронной микроскопии подтверждают редкометалльную специализацию альбитизированных гранитов Ново-Ахмировского участка на Li-Rb и сопутствующие металлы - Ta, Nb, Sn.

Таблица 11 – Содержание редких элементов в роговиках

№ Породы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
НА-17	1,01	26,4	6,7	211,9	244,4	112,8	10,3	4,5	3,79
НА-18	0,9	51,8	1,0	47,5	92,5	6,5	4,3	0,6	2,95
Среднее значение	0,9	39,1	3,9	129,7	168,5	59,7	7,3	2,5	3,37

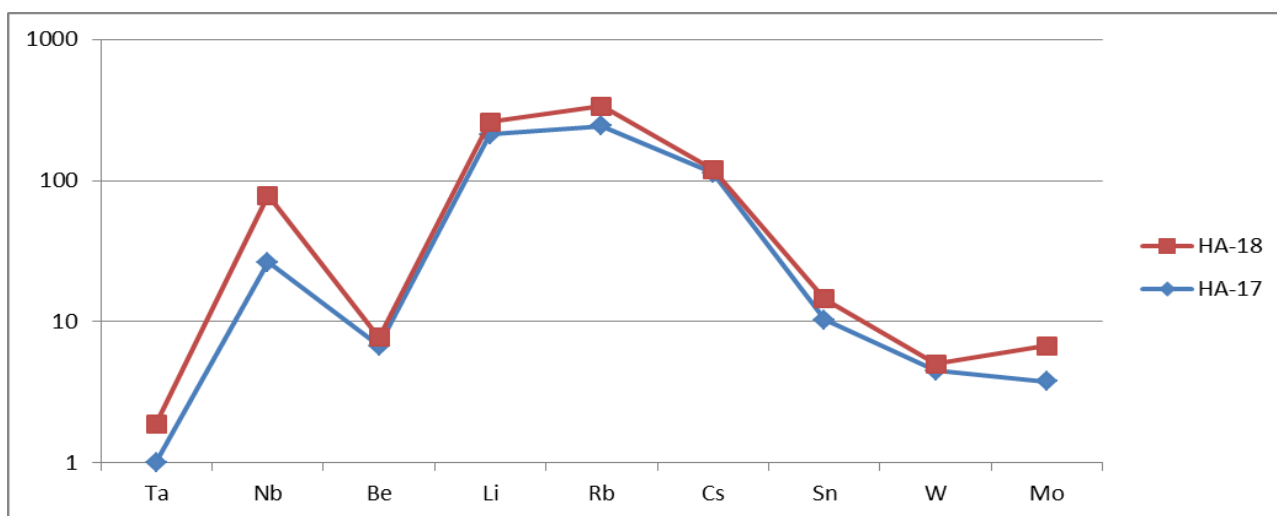


Рисунок 57 - График распределения редких металлов (г/т)

Таблица 12 – Содержание редких земель в альбитизированных гранитах, (г/т)

№ Пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
HA-4	6,70	12,46	3,38	8,57	3,13	1,24	4,10	1,07	1,26	1,16	1,84	0,86	2,28	1,03
HA-5	6,28	13,53	2,73	8,43	2,54	0,92	3,34	0,56	1,35	0,64	1,54	0,50	2,23	0,64
HA-6	6,10	11,98	2,52	7,17	3,03	1,55	2,79	0,58	1,29	0,48	1,16	0,26	1,36	0,28
HA-7	2,41	5,19	1,42	3,39	1,66	0,87	2,24	0,58	1,84	0,51	0,87	0,53	1,15	0,61
HA-14	1,60	3,78	1,18	2,38	1,52	0,82	1,27	0,34	1,68	0,28	0,61	0,19	0,93	0,22
HA-15	5,81	16,21	5,04	10,17	4,26	1,15	4,37	2,06	1,00	1,91	2,82	1,96	1,41	1,98
HA-16	4,58	5,63	0,94	3,64	1,71	0,60	1,25	0,24	1,63	0,20	0,71	0,12	1,04	0,14
HA-19	2,53	2,91	0,47	1,48	0,83	0,39	0,82	0,13	1,38	0,13	0,52	0,10	0,82	0,12

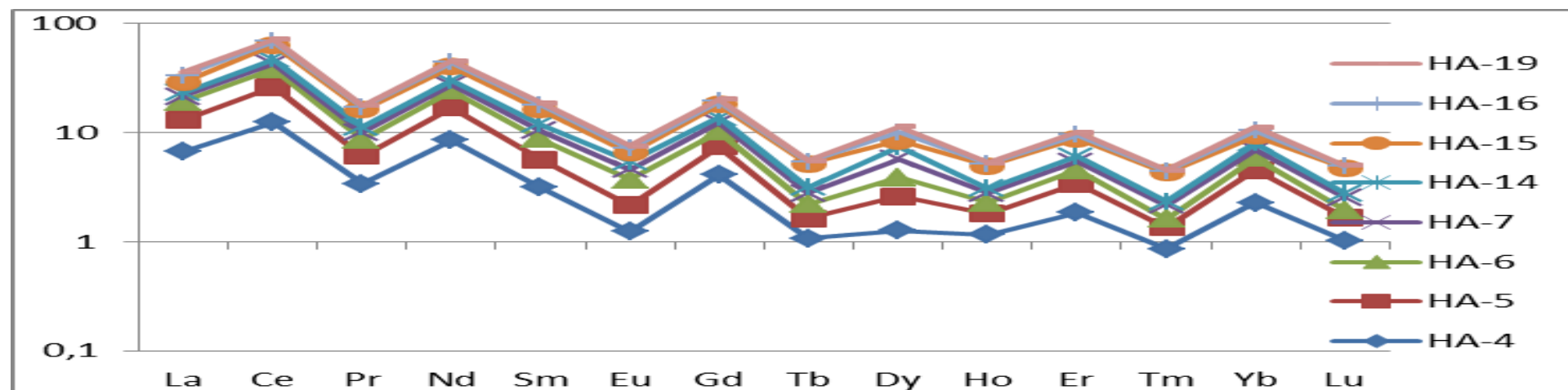


Рисунок 58 - Спектры РЗЭ в альбитизированных гранитах (нормированные по хондриту [Boynnton W. V.])

Таблица 13 – Содержание редких элементов в альбитизированных гранитах

№ Породы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
HA-4	6,09	36,81	4,83	732,00	1124,0	50,92	9,35	1,95	0,88
HA-5	4,43	27,06	5,09	652,00	664,3	37,88	10,05	2,63	0,63
HA-6	1,10	10,89	4,83	869,00	613,3	45,37	12,94	2,21	0,73
HA-7	9,81	52,22	4,69	1147,00	1070,0	40,01	13,08	2,01	0,86
HA-14	7,60	56,46	7,48	1032,00	840,2	37,01	20,29	2,53	1,34
HA-15	1,35	13,76	7,60	970,00	964,4	41,88	32,00	2,43	1,40
HA-16	6,00	57,42	8,40	921,00	785,1	33,07	12,45	5,27	3,11
HA-19	16,16	195,20	13,31	2152,00	1413,0	48,07	12,82	2,04	68,77
Среднее значение	6,56	56,22	7,02	1059,37	934,28	41,77	15,37	2,63	9,71

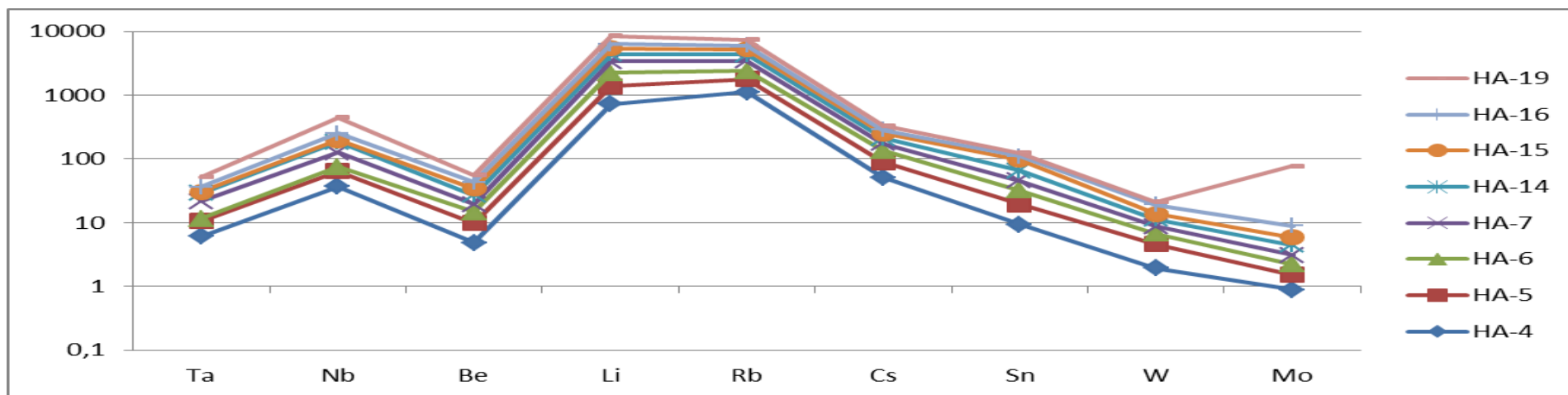
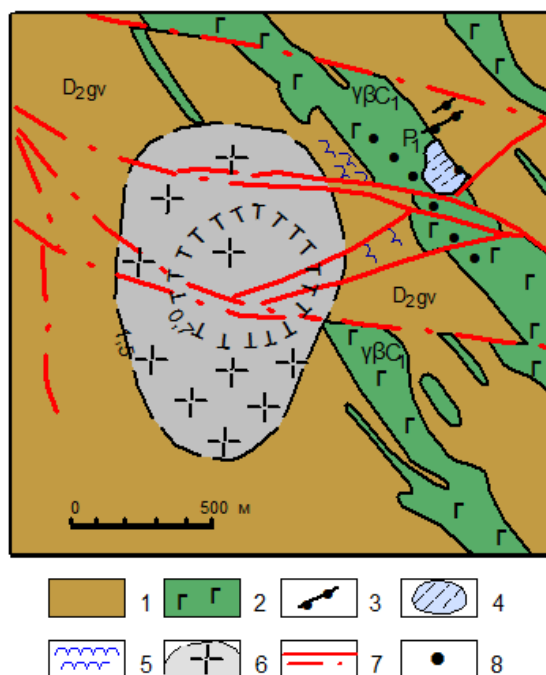


Рисунок 59 - График распределения редких металлов в альбитизированных гранитах (г/т)

По данным В. И. Маслова и др., прогнозные ресурсы Ново-Ахмировского участка по категории P_1 составляют (тыс. т.): Li_2O – 110, Rb_2O – 40, Sn – 13-20, Ta_2O_5 – 1 тыс. т. Предложенные предыдущими авторами рекомендации о постановке на Ново-Ахмировском участке более детальных оценочных работ обоснованы фактическим материалом. Рассматриваемый объект является перспективным на выявление «внепегматитового» литий-олово-танталового месторождения, по типу близкого к месторождению Алаха в Горном Алтае, но положительно отличается нахождением его в экономически освоенном районе Восточного Казахстана с благоприятной инфраструктурой.

4.4 Рудопроявление Караузек

Расположено к северо-западу от Ново-Ахмировского участка и представлено крупным дайкообразным телом габброидов, образующим в рельефе гребневидное поднятие. Дайка разбита субширотными разломами на три блока. Центральный из них смещен к востоку на 100-300 м, подвержен интенсивной трещиноватости и сопровождается оловянным оруденением штокверкового типа. Габброиды вытянуты в направлении $S3\ 320^0$ и падают на СВ под углами $80-83^0$, мощность дайки составляет 250-320 м (рисунок 60).



1 – ороговикованные карбонатно-терригенные породы кыстав-курчумской свиты ($D2_{gv}$); 2 – габбро-диабазы прииртышского комплекса ($C1$); 3 – дайка кварцевого альбитофира (онгонита); 4 – участок развития кварц-касситеритовых рудных прожилков; 5 – кварцевые жилы; 6 – контуры скрытого гранитного массива, цифры-глубина залегания, км; 7 – разломы установленные и предполагаемые; 8 – буровые скважины. По материалам В.И. Маслова, А.Н. Егорова, 2014 г.

Рисунок 60 - Схема геологического строения участка Караозек

В рудоносной дайке трещиноватость ориентирована в поперечном направлении (по аз. СВ $45-60^0$) с крутым падением на юго-восток ($65-70^0$), рисунок. Интенсивность трещиноватости неравномерная, достигающая в зонах минерализации до 50 трещин на один метр. На стенках в трещиноватых габброидах отмечаются зеркала скольжения, часто они сопровождаются зонками дробления и брекчирования (рисунок 61). По данным геологоразведочных работ (В.И. Маслов, А.И. Егоров) общие параметры штокверка в плане 700×400 м, наибольший практический интерес представляет минерализация на площади 700×280 м.



Рисунок 61 - Поперечные кварц-касситеритовые прожилки в габброидах Караузек

Насыщенность штокверка рудными прожилками неравномерная с оптимальной плотностью 4-7 на 1 м, мощность их изменяется от 1-2 мм до 1-5 см, редко более. Удельная мощность кварц-прожилковой массы в штокверке небольшая (не более 1-3%), что отражает низкую продуктивность минерализации. Кварцевые прожилки имеют параллельное и кулисообразное расположение, протяженность их первые метры и десятки метров.

Кроме штокверковой минерализации, на северо-западном фланге дайки габброидов и в ее экзоконтактах фиксируются более крупные кварцевые жилы (мощностью от 0,1 до 1,5 м), в основном безрудные или слабрудные в зальбандовых частях (с альбитом, топазом, слюдой, флюоритом и касситеритом). На этой же площади развиты маломощные дайки топазовых альбититов фельзитовидного облика, прослеживающиеся по данным бурения по падению на сотни метров. Эти дайки характеризуются натриевой спецификой щелочей и резким преобладанием Na_2O (57194 г/т) над K_2O (220 г/т) с соотношением 22:1 и высоким содержанием F (2,84-5,85%) (таблица 14 и рисунок 62).

Таблица 14 - Содержание петрогенных элементов в породах рудопроявления Караузек

Породы	Mg	Al	Na	K	Ca	P
Габбро массивное (4)	55375	96900	28733	335	67475	1060
Брекчия (5)	16119	92440	44514	10203	31770	463,54
Альбитит (2)	11843	112900	66110	13495	41535	406,3
Прожилки кварца (3)	30060	100600	46576,6	23534, 3	28370	1977,5
Кварцевый порфир (7)	8211,9	81257,1	57762,9	294,9	32834, 3	478,7

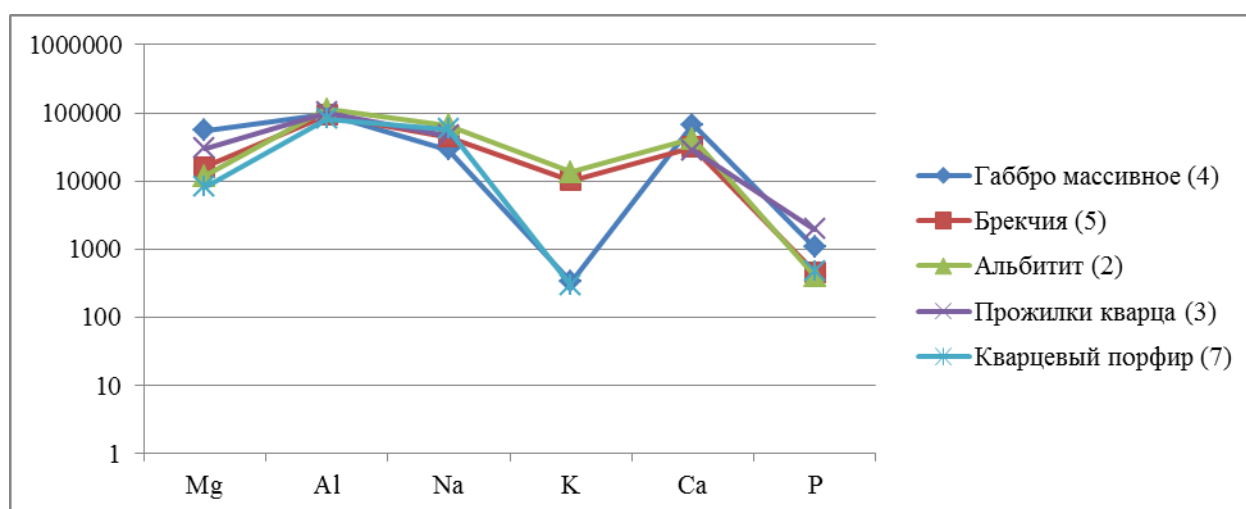


Рисунок 62 - График распределения петрогенных элементов в породах участка Караузек

По сравнению с кварцевыми прожилками в них повышены содержание Ta (до 20,39 г/т), Nb (69,63 г/т), W (до 414,4 г/т) и Mo (до 32,22 г/т), при этом заметно снижено количество Sn (2,47-27,89 г/т) и суммы редких щелочей (среднее $\sum TR$ – 193,94 г/т). Отмечаются также пониженные значения редких земель сидерофильных и хальфильных элементов. По вещественному составу они относятся к онгонитоподобным кварцевым альбитофирам, по происхождению чужды габброидам и, по-видимому, генетически связаны с глубинными магматическими очагами гранитоидного состава, являясь индикаторами скрытого гранитного массива.

По результатам масс-спектрометрии ICP-MS вмещающие габброиды характеризуются невысокими содержаниями редких земель, повышенными значениями (г/т) Ti (до 10 880 г/т) Mn (до 1267), Zr (653,5) и Sr (до 228,8 г/т). Среди редких металлов в отдельных пробах отмечаются (г/т) Nb (36,56), Sn (10,2) и Mo (28,19), (таблица 15 и рисунок 63).

В брекчированных кварцевых прожилках с касситеритом повышены содержания Zr (до 583,6 г/т) и В (до 345,3 г/т), также в них установлена

концентрация (г/т) редких щелочей – Li (960), Rb (637), Cs (544,7) и редких элементов – Be (606), Nb (40,35), Sn (до 504), W (88,54). В составе петрогенных компонентов натрия резко преобладает над калием (в 3-5 раз).

В кварц-флюорит-альбитовых метасоматитах отмечаются аномальные значения (г/т): Li (1451), Rb (1275), в меньшей степени Cs (283,9), Sn (49,69) и Nb (27,03).

В чистых альбитах несколько повышено содержание Be (до 72,10 г/т) при снижении суммы редкощелочных элементов ($\Sigma Tr = 315,39$ г/т).

Таблица 15 - Содержание редких элементов в породах и метасоматитах участка Караузок

Породы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
Габбро массивное (4)	1,1	15,9	2,6	52,3	31,22	6,6	4,9	2,1	9,5
Брекчия (5)	0,9	19,9	196,5	311,2	310,6	179,5	166,6	19,4	4,7
Альбитит (2)	1,2	21,4	60,9	92,2	177,9	45,3	57,9	2,7	1,4
Прожилки кварца (3)	1	21,8	38,4	815,5	726,6	169,9	71,5	1,8	1,9
Кварцевый порфир (7)	13,1	39,1	2,4	141,9	65,6	12,8	16,3	133,9	7,9

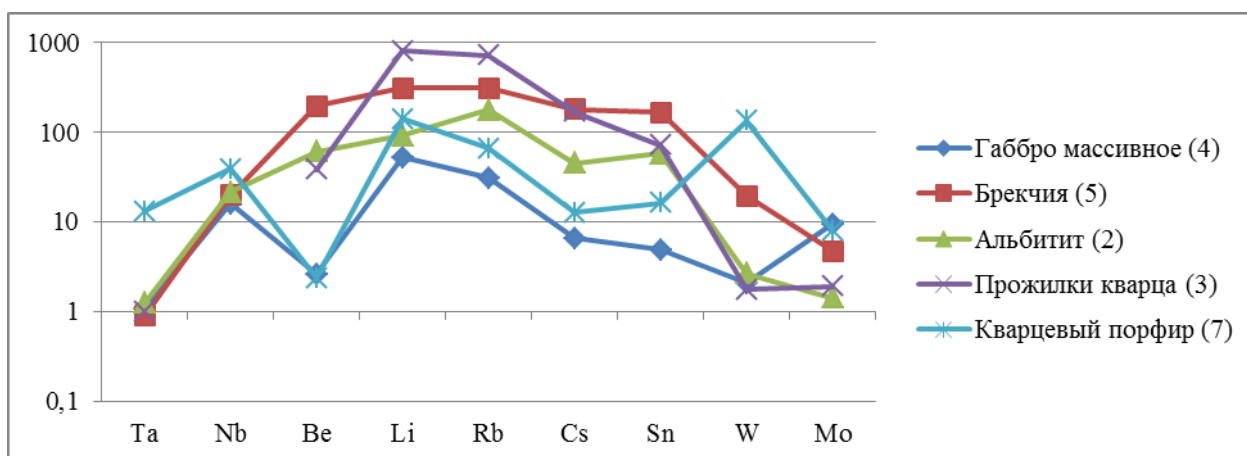


Рисунок 63- График распределения редких элементов в породах и метасоматитах участка Караузок

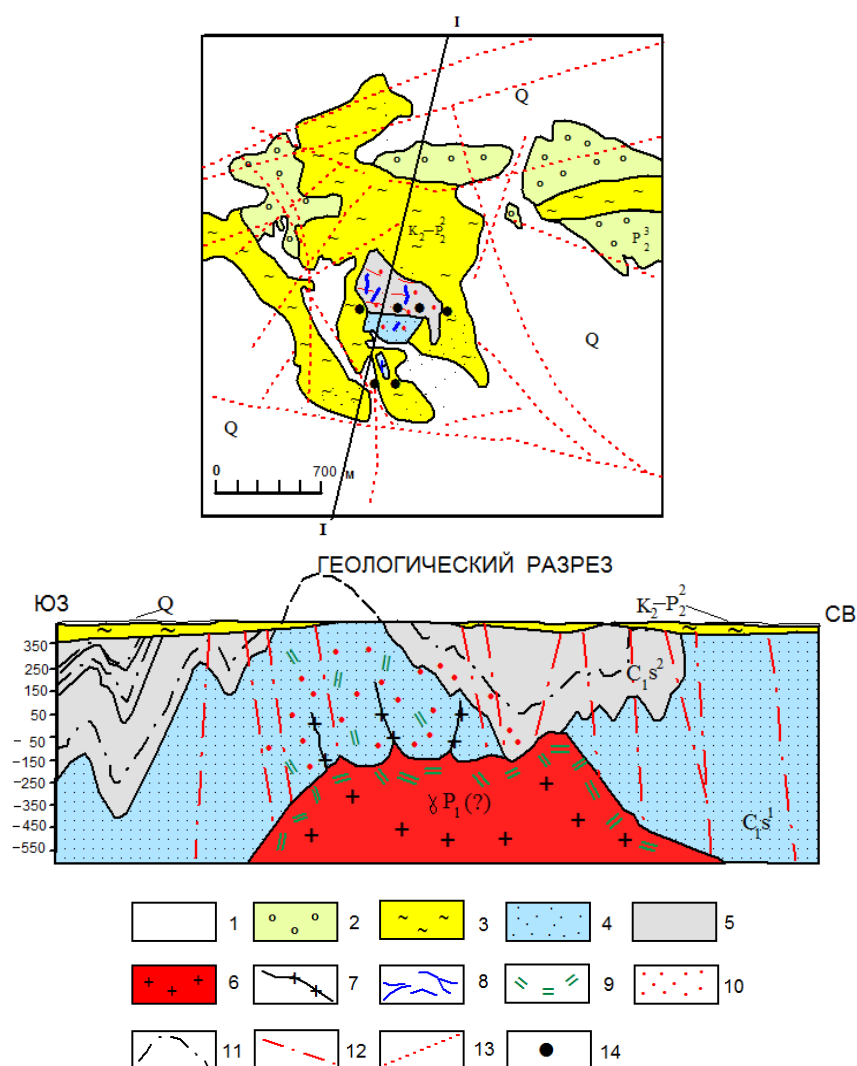
По результатам опробования керна скважин в рудных кварцевых прожилках установлены следующие содержания (мас.%): Li (0,010-0,041), Rb (0,009-0,056), F (0,43-11,34), Sn (0,05-8,20). Грейзенизированные породы в большей степени обогащены Li (до 0,81%), Rb (до 0,57%), Sn (до 0,10%). В отдельных пробах содержание Sn достигает 1% и более. Оруденение в прожилках имеет сложный характер и крайне неравномерное распределение. Содержанием олова по наиболее обогащенным интервалам опробования варьирует от 0,17 до 0,896%, иногда достигая 2,40%. По результатам

геологоразведочных работ прогнозные ресурсы олова составляют порядка 10 000 т, что соответствует мелкому месторождению. Учитывая невысокое среднее содержание металла и небольшую мощность рудных интервалов данное рудопроявление в настоящее время, не имеет промышленного значения. Главные рудные минералы – касситерит, берилл и вольфрамит. К нерудным минералам относятся кварц, альбит, слюд, флюорит, топаз и другие. Пострудные прожилки имеют кварц-карбонатный и существенно карбонатный состав.

Изложенные материалы показывают, что на рудопроявлении Караузек в габброидах наиболее рудоносным является кварц-касситеритовый штокверк Центральной зоны, контролируемый наложенной разрывной тектоникой и системой поперечных оперяющих трещин северо-восточного простирания. Рудоносные растворы, очевидно, генетически связаны с нескрытым гранитоидным массивом, выделяемым по геофизическим данным и геохимическим аномалиям. Руды по типу минерализации близки к альбитизированным гранитам Ново-Ахмировского штока. Поэтому перспективы данного района, представляющего общую рудоносную структуру на сочленении Калба-Нарымской зоны с Иртышской зоной смятия, необходимо рассматривать комплексно с учетом возможного обнаружения здесь промышленного редкометалльного объекта «внепегматитового» типа по аналогии с месторождениями Карасу, Алаха и другими. В этой связи на новом этапе геологических исследований рекомендуется постановка глубинного минерагенического картирования со значительными объемами геофизических, геохимических и буровых работ.

4.5 Участок Торт-Калмак- II

Участок Торт-Калмак находится в юго-восточной части Западно-Калбинской зоны и объединяет коренное олововольфрамовое рудопроявление и россыпь касситерита. Рудопроявление Торт-Калмак II относится к гидротермальной кварцевожильной оловянно-вольфрамовой формации. На этом участке в надинтрузивной зоне среди ороговикованных песчаников и алевролитов калбинской свиты (C₁) обнаружена и изучена турмалино-кварцевожильная зона (на площади 500x1000м) с Sn-W оруденением (Е. К. Яковлев, А. Е. Степанов, О. В. Навозов и др.) (рисунок 64). Мощность кварцевых прожилков обычно 0,01-0,3 м, редко достигает 1 м. На поверхности преобладает шеелитовая минерализация с содержанием W – 0,01-0,3%, редко – 0,8%, Sn – 0,03-0,05%, Mo – 0,015%, As -0,02-0,1%. С глубиной содержание металлов увеличивается Sn (до 0,1%), W – 0,7-1%, появляется Li -0,04%, Nb – 0,045%. По литогеохимической съемке в пределах коры выветривания палеозойских пород содержание Snсоставляет 0,01-0,015%.



1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – турангинская свита (пески, гравелиты, кварцевые галечники; 3 – северо-зайсанская свита (глины, суглинки, пески аргиллиты); 4 – аганактинская свита (песчаники, редкими прослоями углисто-глинистых алевролитов нижней подсвиты) и 5 – переслаивание углисто-глинистых алевролитов и песчаников верхней подсвиты; 6 – граниты калбинского комплекса; 7 – дайкообразные апофизы аплитового состава; 8 – кварцево-жильная штокверковая зона; 9 – грейзенизация; 10 – ороговикование; 11 – структурные линии; 12,13 – разрывные нарушения; 14 – буровые скважины.

Рисунок 64 - Схема геологического строения участка Торт-Калмак II.

Вблизи штокверковой зоны известна четвертичная (поверхностная) россыпь касситерита до $100-400 \text{ г/м}^3$ и палеогеновая (погребенная) россыпь касситерита с содержанием $200-2000 \text{ г/м}^3$, в среднем 425 г/м^3 . Коренной источник олова пока не ясен. Им не может быть только выходящая шеелитовая зона, скорее всего источником является кварцевожильно-грейзеновая зона с более богатым содержанием касситерита. В этой связи рекомендуется продолжить изучение данного участка на глубину и по флангам с целью возможного прироста запасов коренных руд и касситеритовой россыпи. Прогнозные ресурсы олова и вольфрама категории P2 по аналогии с месторождением Карасу составляют первые тысячи тонн.

5 ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НА РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Обобщение региональных геолого-геофизических материалов, результатов геологосъемочных, поисковых и разведочных работ прошлых лет, а также проводящиеся в настоящее время научно-исследовательские работы по проектам Министерства образования и науки (МОН РК) и Комитета геологии РК по металлогеническому прогнозированию на территории Большого Алтая позволяют с новых теоретических позиций уточнить закономерности формирования и размещения рудных месторождений и произвести оценку перспектив изучаемого региона на цветные, благородные, редкие металлы и другие полезные ископаемые [7,11,12,36,42,48,49,92]. Большое значение в изучение проблемных вопросов геологии и металлогении Алтая вносят ученые Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирского и Томского национальных исследовательских университетов и других организаций. Особенно важны рабочие российско-казахстанские совещания, на которых в полевых условиях обсуждались многие дискуссионные вопросы по вещественному составу, геохронологии и металлогении магматических комплексов, условиям формирования рудных месторождений и оценке перспектив с целью уточнения прогнозно-металлогенических карт Алтаид и Уралид нового поколения [64,65]. При проведении исследований нами учитывались также обобщающие работы по сопредельным территориям Горного Алтая, Урала и других регионов [16,19,83,86,93,122,123].

Полученные результаты свидетельствуют о том, что перспективы региона на редкие металлы еще не исчерпаны и здесь возможно выявление новых редкометалльных проявлений как на поверхности, так и скрытых на глубине и погребенных под чехлом рыхлых отложений. Для повышения эффективности работ одной из задач является возобновление прогнозно-металлогенических и геологоразведочных работ на редкие металлы с целью оценки новых перспективных площадей и участков, а также более детального изучения известных рудоносных структур и объектов в Калба-Нарымской зоне и других рудных поясах Восточного Казахстана (в Горном и Рудном Алтае, Жарма-Сауре, Чингиз-Тарбагатае и Северном Прибалхашье). Состояние изученности указанных регионов на редкие металлы крайне неравномерное, среди них наиболее обследованной является Калба-Нарымская зона. Другие районы в этом плане изучены очень слабо, преимущественно с поверхности, а на закрытых площадях поиски скрытого и погребенного оруденения практически не проводились. Все это указывает на возможные резервы укрепления и развития минерально-сырьевой базы Восточного Казахстана на редкие металлы.

На современном научно-техническом уровне актуальная задача заключается в изучении перспективных площадей и объектов с использованием новых технологий минерально-геохимического

картирования, привлечением значительных объемов геофизических и буровых работ и выполнением высокоточных анализов на редкие металлы.

5.1 Критерии прогнозирования

При оценке перспектив Калба-Нарымского пояса на редкие металлы учитывались новые металлогенические построения и поисковые критерии, полученные в последние годы при проведении научно-исследовательских работ [11,33,42,54,118].

1. По новым геодинамическим построениям Калба-Нарым рассматривается как чужеродный блок ЗК (террейн), причленившийся к Большому Алтаю в стадию герцинской коллизии (C_1 и позднее). В раннюю рифтогенную стадию это был крупный прогиб, выполненный углеродисто-терригенными отложениями (D_2-C_1), (кыстав-курчумская D_2gv , такырская D_3 , бурабайская C_1v_{2-3} , даланкаринская C_1s свиты). В среднюю (коллизионную) стадию ограниченно проявились молассовая (C_2) и габбро-норит-диорит-диабазовая ($C_{2.3}$) формации, позднее локализовалась вулканоплутоническая риодацит-гранодиоритовая ассоциация пород (C_3), а в постколлизионную стадию здесь сформировался крупный редкометалльный гранитоидный пояс (калбинский P_2 монастырский P_2 комплексы). Пояс имеет региональное развитие (протяжённость более 500 км); его продолжение на северо-западном и юго-восточном флангах зафиксировано геолого-геофизическими методами. Поэтому большая масштабность распространения гранитоидов подчёркивает, что энергетические и материальные ресурсы для рудообразования были достаточно высокими.

2. Структурно-металлогеническая модель КНП отражает связь рудно-магматических систем с глубинными зонами ЗК и верхней мантией и, следовательно, гранитный пояс сформировался в результате длительной глубинной эволюции вещества литосферы. На основании анализа и обобщения материалов глубинных геофизических исследований (МТЗ, МОВЗ-ГСЗ) предполагается, что Калба-Нарымский гранитоидный пояс размещается в головной части гигантской тектономагматической зоны, крутопадающей на северо-восток под Рудный Алтай (на глубину более 100 км). По строению разреза литосферы КНП относится ко второму типу зон, сформированных "на древнем сиалическом цоколе, подстилаемом низкоомной океанической мантией" (В.Н. Любецкий, Г.П. Нахтигаль, Х.А. Беспяев и др., 1998 г.). Очаги магмообразования зарождались, судя по составу гранитных выплавок, в метагранитном слое или на границе его с метадiorитом. Зоны транзитных тепломассопотоков проникали из нижних частей ЗК и верхней мантии по системе глубинных разломов [10,69,73].

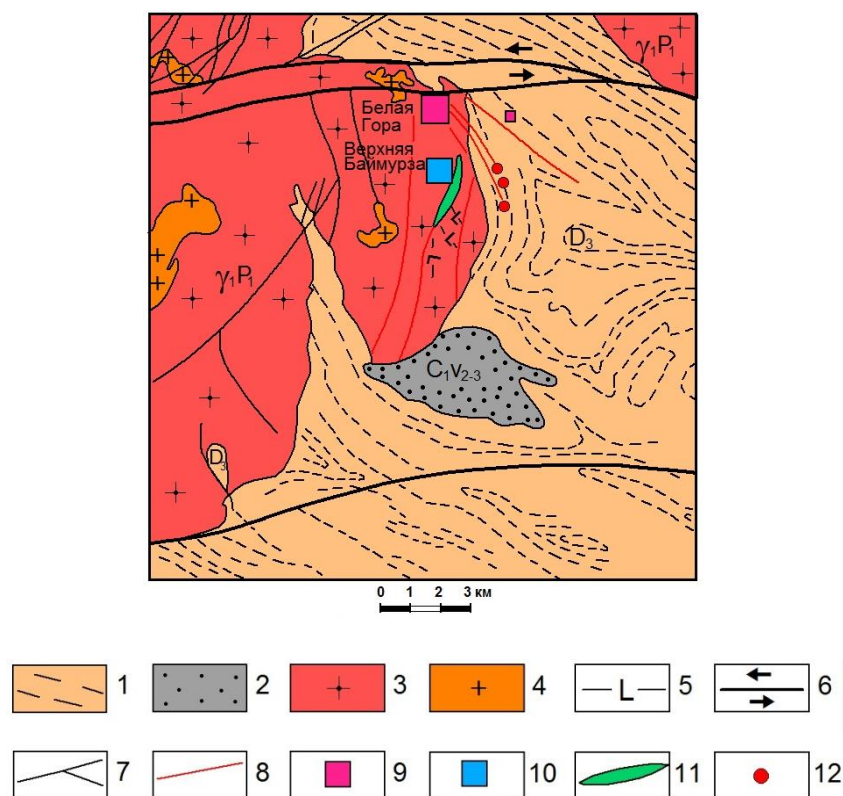
По геолого-геофизическим данным (В.Н. Любецкий, Г.П. Нахтигаль) гранитные массивы концентрируются по периферии гранитно-гнейсовых поднятий фундамента и локализуются в пластичной песчаниково-алевролитовой толще (такырская свита). Здесь же сосредоточены и главные олово-редкометалльные рудные поля и месторождения.

3. Наиболее рудоносными представляются гранитные интрузии, формирующиеся в мобильной геодинамической обстановке, что способствует более интенсивному протеканию процессов рудообразования в неравновесных РТ-условиях и, в конечном итоге, формированию промышленных месторождений (Центрально-Калбинский блок). Напротив, более спокойные тектонические условия кристаллизации относительно малоподвижных и вязких гранитных расплавов приводят к рассеянию РЭ и слабой рудоносности гранитов (массивы Дубыгалы, Сибинский и др.). На этой основе были выделены рудно-магматические системы разной степени продуктивности: 1) надинтрузивные активного взаимодействия гранитных расплавов с боковыми породами; 2) внутриинтрузивные приразломные; 3) рудоносных гранитных куполов; 4) эндо- и экзоконтактовых зон в краевых частях гранитоидных интрузий; 5) наложенного типа оруденения и 6) площадного рассеяния редких элементов [51]. Построенные геолого-генетические модели рудообразования и рудно-петрохимическая типизация гранитоидов представляются ведущими факторами для прогнозирования новых редкометалльных месторождений [11,34,37,45].

4. На новом этапе изучения вновь подчеркивается рудоконтролирующая роль широтных глубинных разломов древнего заложения и длительной активации, особенно в узлах их пересечения с северо-западными, северо-восточными или меридиональными дизъюнктивами (Гремячинско-Киинский, Асубулакский, Белогорский, Миролубовский и др.). Так, Гремячинско-Киинский субширотный разлом, расположенный в северо-западной части Прииртышского гранитного массива, контролирует размещение Огневско-Бакенного рудного узла редкометалльных пегматитовых месторождений – Бакенное, Огневское, Жатысары (Ta, Nb, Be, Li) и Гремячинского рудного узла грейзеново-кварцевожильных месторождений и рудопроявлений (W, Sn) (рисунок 65).

Миролубовский широтный разлом длительной активации оказал решающую роль в распределении вольфрамоносных грейзенов и гидротермалитов Миролубовской группы месторождений и рудопроявлений Восточной Калбы [27]. Основные рудные тела здесь также контролировались системой оперяющих разрывов меридионального направления, рассекающих граниты калбинского и лейкограниты монастырского комплексов. Рудоконтролирующее значение крупных разломов в распределении редкометалльных объектов четко проявляется и в других рудных районах Калба-Нарымского пояса – Северо-Западно-Калбинском и Нарымском.

Таким образом, для подвижного пояса Большого Алтая регматическая система активизированных субширотных глубинных разломов являлась одним из главных факторов образования и размещения месторождений цветных, благородных и редких металлов.



1 – тонкослоисто песчаниково-алевролитовая аспидная формация (такырская свита, D_3); 2 – флишевая углеродисто-известкисто-терригенная формация (бурабайская свита, C_1V_{2-3}); 3 – средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы и 4 – среднеравномернозернистые биотитовые граниты II фазы калбинского комплекса P_1 ; 5 – олигоклаз-микроклиновые пегматиты (безрудные); 6 – Миролюбовский сбросо-сдвиг; 7 – мелкие оперяющие разрывные нарушения; 8 – оперяющие рудо-локализирующие разломы; 9 – месторождения редкометалльных пегматитов микроклин-альбитового и 10 – альбит-сподуменового состава; 11 – рудная пегматитовая жила месторождения Верхняя Баймурза; 12 – кварц-касситеритовые рудопроявления.

Рисунок 65– Схема геологического строения Белогорского рудного поля

5. К благоприятным факторам рудообразования относится многоступенчатость строения Калба-Нарымского плутона в виде чередования в поперечном разрезе пластин гранитов и вмещающих осадочных пород, что обусловило образование структурных ловушек и экранов для пегматитовых полей. Модель глубинного строения гранитного плутона по В.В. Лопатникову с соавторами приведена в работе [71].

6. Для концентрации редкометалльного оруденения наиболее перспективны апикальные части и надинтрузивные зоны гранитных массивов, их апофизы, скрытые купола и тектонически ослабленные зоны, насыщенные жильными образованиями. По геолого-геофизическим данным основные рудные узлы и рудные поля пространственно размещаются в утолщённой части гранитных массивов, над магмоподводящими "корнями" или по их периферии [28].

7. В Калба-Нарыме, по сравнению с другими рудными поясами Большого Алтая, доминируют месторождения редких металлов (Ta, Nb, Li, Be, Sn, W и др.), генетически связанные в основном с гранитами калбинского комплекса и в меньшей степени - лейкогранитами монастырского комплекса [34,53,120]. Среди большого разнообразия рудных объектов в КНП выделяются следующие геолого-промышленные типы месторождений, которые в различные годы разрабатывались предприятиями «Калбаолово», Белогорским ГОКом, а также старательскими артелями.

8. Ведущий фактор для прогнозирования определяется широким развитием в Калба-Нарымском поясе редкометаллоносных гранитов пермского возраста, имеющим достаточно высокие энергетические и материальные ресурсы для рудообразования. Рудная продуктивность в виде промышленных месторождений реализовалась только в определенных нестандартных геологических обстановках и неравновесных РТ-условиях становления гранитных массивов в процессе постколлизийной внутриплитной активизации или орогенной стадии развития герцинид.

Важное значение придается установлению генетической связи редких металлов с определенными магматическими комплексами и конкретными интрузивными фазами. В результате многолетних исследований обосновывается разновременность и длительность формирования редкометалльного оруденения, генетически связанного с гранитами калбинского комплекса (P_1) и лейкогранитами монастырского (P_2). В калбинском комплексе выявляется генетическая связь оруденения с гранитами первой и второй интрузивных фаз, при этом, четко устанавливается пространственная связь главного редкометалльно-пегматитового оруденения (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn) с гранитоидами I фазы калбинского комплекса несколько повышенной основности (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора, Верхняя Баймурза и др.). В соответствии с петрометаллогенетическими моделями В.С. Кузубного [67], А.А. Абдрахманова [2,3] и других исследователей совокупность редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса нами выделяется в *калбинский петрометаллогенетический ряд*, который может соответствовать структурно-вещественному комплексу [101]. В его пределах рассматриваются *калбинский I* и *калбинский II* рудоносные уровни раннепермской эпохи и *монастырский* поздней перми (таблица 16).

Ведущим геолого-промышленным типом являются месторождения редкометалльных пегматитов, для которых разработана геолого-генетическая модель рудообразования. По возрасту редкометалльные месторождения в Калбинском регионе более поздние относительно золоторудных объектов, генетически связанных с малыми интрузиями и дайками кунушского комплекса коллизийной активизации, что обосновано в более ранних работах [25-29,106] и нашло подтверждение в дальнейших научных исследованиях и практике геологоразведочных работ [11,45-47,50].

Таблица 16 – Временная последовательность и зональность оруденения Калба-Нарымского пояса

Эпоха, век	Уровень (возраст)	Возраст, млн. лет	Оруденение	Месторождения
C ₃	Кунушский	295	Au, Ag, As	Лайлы, Кунуш
P ₁	Калбинский I	292-280	Sn, W (Li, Be, Ta)	Белогорское, Бакенное
P ₁ -P ₂	Калбинский II	260	W, Sn (Ta, Li)	Каинды, Убаредмет, Ахметкино, Карасу
P ₂	Монастырский	240-220	W, (Sn, TR)	Жантас, Большевик (Канайка)

9. При поисках рудных объектов необходимо также учитывать разработанные критерии различия рудоносных гранитоидов от слаборудоносных или безрудных (геотектонические, петрохимические и минералого-геохимические), рассмотренные в специальной работе [34]. Надежным критерием при прогнозировании представляется изучение миароловых гнезд в гранитоидах и минеральных парагенезисов в экзогрейзенах (микроклин, мусковит, турмалин, топаз, берилл и другие), которые отражают условия рудообразования и являются надежным индикатором олово-редкометалльного оруденения [31,46,50].

10. При прогнозировании особое значение придаётся роли вмещающей среды (повышенной углеродистости, карбонатности или основности), благоприятной для рудоотложения и оказывающей существенное влияние на состав руд многих редкометалльных месторождений (Палатцы, Чердож и др.) [34,109].

11. Одним из важных поисковых критериев является выявленная зональная смена кварцевожильного Sn-W оруденения надинтрузивной зоны более продуктивными редкометалльными пегматитами и жильно-штокверковыми зонами с Sn, W, Ta в низах рудной колонны (Каинды, Карагоин, Урунхай, Калай-Топкан, Гремячее и др.).

12. В результате выполненной геолого-промышленной типизации рудных объектов главное внимание должно уделяться поискам и оценке месторождений редкометалльных пегматитов многокорневой жильной морфоструктуры, сформированных в условиях надинтрузивной и внутриинтрузивной рудно-магматических систем [37]. На основании изложенных факторов и критериев разработаны главные направления прогнозно-оценочных работ в Калба-Нарымском поясе.

5.2 Методика качественного прогнозирования

Анализ размещения редкометалльных месторождений на территории Восточного Казахстана показывает, что редкие металлы практически проявлены во всех каледонских и герцинских металлогенических зонах Большого Алтая, сопровождая различные группы геологических формаций. Оруденение имеет полициклическое развитие, однако установлены более предпочтительные связи редких металлов с гранитоидными породами поздних стадий каледонского и герцинского геотектонических циклов.

5.2.1 Выделение рудоносных формаций

Анализируя рудоносность геологических формаций с учетом их геохимической специализации на рудогенные элементы можно сделать вывод, что пока не установлено строгого соответствия между потенциальной их рудоносностью и количеством извлеченного в руды рудного вещества. Главной причиной несоответствия между геохимической и металлогенической специализацией геологических формаций являются различные условия их формирования, при которых, в одних случаях рудные элементы рассеивались в горных породах и минералах, а в других - отделялись и концентрировались в рудных месторождениях. Благоприятные факторы для отделения рудных элементов создавались при попадании системы в условия переменных давлений и температуры по принципу неравновесности (Г.Н. Щерба, 2000).

Гранитоиды магмы являлись источником рудного веществам (Sn, W, Mo, Be, Ta, Li, TR и др.) и потенциально рудоносными, однако, в результате кристаллохимического рассеяния большая часть гранитов оказалась практически не продуктивной на редкие элементы.

Редкометалльное оруденение тесно связано с K-Na и Na-K гранодиорит-гранитами, лейкогранитами, аляскитами и субщелочными гранитами, граносиенитами, монцонитами, характерных для поздних стадий развития каледонид и герцинид Алтае-Чингизского региона. При этом, нормальные граниты обычно генерируют Sn, W, Mo, Ta, Nb, Li, Be оруденение, а лейкогранитам, аляскитам, щелочным гранитам, граносиенитам свойственны TR, Zr, Nb, Ti [75,92,96]. В ряде районов установлена разновременность редкометалльного оруденения в конкретных интрузивных (рудных) комплексах, сопровождавших граниты каждой интрузивной фазы [27,34]. Исходя из изложенных позиций, с учетом рудонасыщенности геологических формаций и геохимической специализации пород выделены рудоносные редкометалльные формации.

Рудоносные формации каледонского возраста вследствие большей степени денудированности этого структурного этажа и меньшей изученности гранитных интрузий имеют меньшую продуктивность на редкие металлы по сравнению с герцинскими структурами.

В Горном Алтае и Рудноалтайской зоне выделяются плагиогранит-гранодиорит-гранитовая О-S? (рахмановский, додевонский комплексы) и

гранодиорит-гранитовая O-S (алейско-синюшинский комплекс) формации, потенциально рудоносные на Mo, W, TR.

В Чингиз-Тарбагатайском поясе рассматриваются диорит-гранит-гранодиоритовая формация S₂ (сарыкольский, батырбекский комплексы), граносиенитовая (кызылобинский), гранит-гранодиоритовая (альжанский) и лейкогранитовая (саргалдакский) формации среднего- позднего девона как производные поздней стадии развития каледонид, сопровождавшейся бедным Mo+W+Bi+TR оруденением.

Раннегерцинские формации во всех металлогенических зонах практически не продуктивны на редкие металлы, которые обычно находятся в рассеянном состоянии в колчеданно-полиметаллических и других типах руд. Отдельные формации (плагитогранит-порфировая D₂, габбро-диабазовая D₃-C₁ и протрузии гипербазитов) имеют наложенную геохимическую специализацию (Sn, Mo, Be) под влиянием более поздних контактово-метасоматических и метаморфогенно-гидротермальных процессов.

Для *среднегерцинской* стадии (коллизийной) в Рудном Алтае и Жарма-Сауре характерны крупные многофазные и сложные по составу интрузивные комплексы (прииртышский, саурский, змеиногорский, аягузский), поздние гранитоидные фазы которых сопровождаются рудопоявлениями и точками минерализации Mo, W, Be, не имеющими практического значения. Особенно характерна медно-порфировая (медно-молибденовая) формация, связанная с саурским комплексом. Некоторые интрузивные формации (габбро-диорит-гранодиоритовая, диорит-плагитогранитовая и др.) отнесены к группе слабо рудоносных формаций (на редкие металлы).

Позднегерцинские (постколлизийные) внутрикоровые гранитоиды Большого Алтая (калбинский, белоубинский монастырский, дельбегетейский, жарминский и другие комплексы), связанные с процессами орогенной внутриплитной активизации, сопровождались редкометалльным и редкометалльно-редкоземельным оруденением.

Гранитовая формация P₁ (калбинский, белоубинский, жарминский, горноалтайский комплексы) характерны для Калба-Нарымской, Белоубинско-Сарымсактинской, Сиректас-Сарсазанской тектонических зон, образованных на каледонском и фрагментарном протерозойском основании повышенной сиаличности. Типичны многофазные гранитные интрузии сложной морфологии. Граниты относятся к плюмазитовой серии K-Na и Na-K типов, частично обогащены минерализаторами (F, B, Li, H₂O и др.), геохимически специализированы на Sn, Li, Rb, Cs, Mo (1,5-4 кларка) и являются потенциально рудоносными на редкие элементы.

В Калба-Нарымской зоне эта формация сопровождается промышленными редкометалльными месторождениями. В Горном Алтае, Чингиз-Тарбагатае и Жарма-Сауре гранитная формация имеет преимущественно W-Mo специализацию, а в Рудноалтайской зоне с гранитами калбинского типа связано бедное редкометалльно-полиметаллическое оруденение.

Лейкогранитовая формация (P_2) объединяет лейкократовые граниты монастырского комплекса Калба-Нарымской зоны и кандыгатайского Сиректас-Сарсазанской зоны Жарма-Саурского пояса [55]. Представлена многофазными гранитными массивами зонального строения, мезоабиссальной фации глубинности – 2,5-4 км (массивы Дунгалы, Сибинский, Монастыри, Кандыгатай и др.). Эти граниты часто содержат пегматоидные и миароловые гнезда. Характеризуются флюорит-редкоземельной акцессорной специализацией и геохимически обогащены Ta, Li, W, Sn, Mo, TR. Но вследствие длительной дифференциации магматических расплавов в относительно спокойных тектонических условиях и площадного кристаллохимического рассеяния редких элементов и редких земель лейкократовая формация оказалась слабородоносной. С ней связаны проявления камерных хрусталеносных пегматитов (Акжайляу, Дубыгалы), вольфрамоносных гидротермалитов (Миролюбовская группа, Кандыгатай) и россыпи монацита (Канайская, Каиндинская и др.) [34,71].

Формация *граносиенит-щелочногранитовая* (P_2-T_1) объединяет граносиениты, нефелиновые сиениты, монцониты и щелочные граниты (гастингситовые, рибекитовые и др.) керегетас-эспинского комплекса в Жарма-Саурской зоне, лениногорского и голушинского в Рудном Алтае и Горном Алтае, тлеумбетского в Чнгнз-Тарбагатае и кызылкайнарского в Северном Прибалхашье. Сиениты и монцониты Преображенского и Буранского массивов Жарма-Саурской зоны, выделяются Ti-Nb-Zr геохимической специализацией. Щелочные граниты обычно имеют небольшие размеры (2-25 км²) и сопровождаются редкометалльно-редкоземельным оруденением (месторождение Верхнее Эспе, другие проявления) [92,96].

5.2.2 Рудоконтролирующие разломы

В связи с тем, что продуктивными рудоносными формациями для редкометалльного оруденения являются, как правило, гранитоидные интрузии каледонского и герцинского возраста, то размещение последних в пространстве и предопределило главные закономерности распределения редких металлов. Процессы вещественной дифференциации, происходившие на протяжении каледонского и герцинского тектономагматических циклов, привели к пространственному обособлению магматитов различных типов и связанных с ними сидерофильного, халькофильного и литофильного оруденения. Редкометалльное оруденение литофильного типа (Ta, Nb, Sn, W, Mo и др.) генетически связано с постколлизийным гранитоидным магматизмом поздних стадий развития тектонических структур. Это подтверждается количественными подсчетами объемов гранитоидов по стадиям развития Калба-Нарымской, Рудноалтайской, Белоубинско-Южноалтайской, Иртышской, Жарма-Саурской и других зон [109].

Тип структурного основания и вещественный состав земной коры выделенных тектонических зон, динамика их развития обусловили поясовое

размещение типов гранитоидов и зональность редкометалльного оруденения различных порядков [32,107].

Основные редкометаллоносные структуры (Горноалтайская, Калба-Нарымская, Белоубинско-Сарымсактинская, Сиректас-Сарсазанская) приурочены к блокам ЗК сиалического профиля ($K_6=0,38-0,42$) с повышенными мощностями гранитного слоя и земной коры в целом. В блоках повышенной фемичности ($K_6=0,50-0,60$) с увеличенной толщиной «базальтового» слоя и относительно сокращенными мощностями «гранитного» слоя и земной коры образовались гранитоиды повышенной основности с бедным редкометалльно-полиметаллическим и медно-молибденовым оруденением (Рудноалтайская, Жарма-Саурская, Западно-Чингизская зоны). Зоны промежуточного типа ($K_6=0,44-0,48$) с маломощной ЗК (Западно-Калбинская зона) близки к амагматичным, в которых незначительно развиты субщелочные гранитоиды с бедным редкометалльно-редкоземельным оруденением.

Проявление магматизма по стадиям развития геотектонических циклов в определенных геодинамических режимах (коллизионном и постколлизионном) обусловлено последовательной миграцией глубинных очаговых зон при перемещении фронта магматизации из верхней мантии последовательно через глубинные слои ЗК до локализации дифференциантов в верхней части колонны преобразования в соответствии с предложенной схемой [10,11]. Эти принципиальные положения в дальнейшем явились основой для геолого-металлогенического анализа подвижного пояса Большого Алтая и других структур Казахстана. Эти же принципы ступенчатого развития земной коры в неоднородных геодинамических условиях использованы при анализе редкометалльной металлогении Восточного Казахстана.

В распределении рудоносных гранитных интрузий ведущая роль принадлежит глубинным разломам. На основании геолого-геофизических данных выделяются две системы крутопадающих глубинных разломов: подкоровые и внутрикоровые.

По направлению выделяются две четкие сопряженные ортогональные системы разрывов: продольно-поперечная (северо-западная и северо-восточная) и долготно-широтная. Кроме того, устанавливается диагональная система сквозного развития (запад-северо-западная), не совпадающая с северо-западным направлением алтайских структур. По времени образования (по заложению или максимально проявленной тектономагматической активности региональной системы разломов докембрийского фундамента) выделяются разломы каледонского и герцинского возраста, подновленные и новые дизъюнктивы киммерийские и альпийские.

Наиболее ранними являются каледонские разломы подкорового заложения, имеющими широтную и меридиональную ориентировку (Чингиз-Балхашский, Чингиз-Нарымский, Лениногорско-Семипалатинский и другие). Эти разрывные структуры четко устанавливаются по геологическим,

геофизическим данным и космическим фотоснимкам; они предопределили трещинную решетку каледонского структурного этажа. Разломы контролировали размещение рудоносных интрузий позднекаледонского возраста, которые с учетом последующих деструкций, сохранились в Горном Алтае, Рудноалтайской зоне и Чингиз-Тарбагатае.

Кроме того, в стержневой части Западно-Чингизской зоны рудолокализирующее значение имели радиально-кольцевые разломы, обеспечившие концентрическое расположение гранитоидных массивов сарыкольского комплекса (S_2) с рассеянной молибденовой минерализацией (Машанская структура). В Горном Алтае четко проявлена Акжар-Чингизстайская система поперечных северо-восточных глубинных разломов, с которой связана аналогичная ориентировка догерцинских гранитоидов (Язово-Черновинский массив и другие). Указанные разломы предопределили региональную зональность в распределении каледонского гранитоидного магматизма, но еще большее значение имели при подновлении в герцинское время.

В герцинский цикл в результате смены напряжений возникла продольно-поперечная система разрывов, определившая северо-западную «алтайскую» ориентировку тектонических зон Иртыш-Зайсанской складчатой системы и Восточно-Чингизской зоны Чингиз-Тарбагатая. Наиболее четко проявлены глубинные разломы северо-западного направления (краевой Северо-Восточный, Иртыш-Маркакульский, Чарско-Зимунайский, Чингиз-Саурский, Главный Чингизский и др.), которые явились границами структурно-формационных зон и предопределили региональную поясовую зональность редкометалльного оруденения.

Разломы герцинской активизации имели длительное развитие, неоднократно подновлялись и контролировали размещение герцинского гранитоидного магматизма. В раннюю стадию развития геологических образований, в рифтогенно-островодужном геодинамическом режиме гранитоидный магматизм практически не проявлен. Рудолокализирующая роль разломов отчетливо фиксируется, начиная со средней стадии развития герцинид (C_1 - C_3), когда в обстановке преобладающего коллизионного сжатия и инверсионных поднятий формировались гранитоидные массивы повышенной основности (тоналиты, гранодиориты, плагиограниты и др.). Генетически они связаны с базальтоидным (фемическим) и андезитовым (сиалически-фемическим) типами магматизма и рассматриваются в составе габбро-плагиогранитовой и габбродиорит-гранодиоритовой (C_1), габбро-гранодиорит-гранитовой (C_{2-3}), плагиогранит-гранодиоритовой других формаций. Крупные гранитоидные массивы приурочены к стержневой части Рудноалтайской и Жарма-Саурской зон и локализованы в блоках с приподнятым каледонским фундаментом, ограниченных системами древних меридиональных и широтных разломов в комбинации с герцинскими северо-западными дизъюнктивами. При этом, главными магмоводами явились северо-западные и меридиональные дизъюнктивы, а широтные разломы

выступали в роли структурного экрана (Лениногорский, Зыряновский, Алейский, Жарминский, Саурский блоки и др.). Гранитоиды повышенной основности тесно ассоциируют с габброидами и диоритами, слагая сложные по форме массивы, и сопровождаются бедным редкометалльно-полиметаллическим и медно-молибденовым оруденением [67].

В сутурных зонах смятия (Иртышская, Северо-Восточная) в обстановке сжатия были образованы лентовидные интрузивные тела гнейсо-гранитов, метагранитов, морфология которых подчинена разрывным и складчатыми структурам. Эти гранитоиды оказались непродуктивными на редкие металлы [39,40].

Наиболее ярко магмоподводящая роль северо-западных глубинных разломов проявлена в позднегерцинскую (орогенную, постколлизийную) стадию развития в Калба-Нарымской, Белоубинско-Сарымсактинской и Восточно-Чингизской зонах, вместивших большие объемы гранитоидного магматизма. Крупнейшими магмоводами здесь служили Калба-Нарымский, Теректинский, Северо-Восточный, Чингиз-Саурский глубинные разломы и др., обеспечившие линейную северо-западную ориентировку гранитоидных поясов с вертикальной мощностью гранитных плит до 8-12 км. Пересечение магмоводов с меридиональными разломами придали линейно-узловатый характер морфологии плутонов, выделяющихся меридиональной ориентировкой ряда гранитных массивов (Миролюбовский, Чебунды, Черемшанский, Акжайляу и др.).

В Жарма-Саурской и Западно-Калбинской зонах узлы пересечения северо-западных глубинных разломов (Западно-Калбинский, Байгузин-Булакский, Восточно-Тарбагатайский) с северо-восточным (Дельбегетейский, Кандыгатайский, Бакырчикский) и Ново-Таубинским меридиональным разломом обеспечили узловое размещение рудоносных гранитных массивов центрального типа (Дельбегетейский, Койтас, Кандыгатай).

В латеральном распределении гранитоидных масс большое значение имеют узлы пересечения поперечных северо-восточных зон глубинных разломов с северозападными магмоводами, вызвавших концентрацию гранитных массивов в Центральной Калбе, Рудном Алтае и активизацию герцинского магматизма в Горном Алтае. Наиболее четко проявлена северо-восточная Аягузско-Катунская система разломов в Центральной Калбе, которая обеспечила локализацию здесь крупного ареала редкометаллоносных интрузий, с последующим надвиганием Центрально-Калбинского блока на Иртышскую зону смятия. Юго-восточнее фрагментарно прослежена Акжар-Чингизстайская зона в направлении Калгутинская мульда – Язово-Черновинский массив, а на северо-западе – Семипалатинско-Рубцовская зона. Рассмотренные структурные элементы оказали главную роль в распределении потенциально рудоносных гранитоидов региона.

5.2.3 Локальные рудоконтролирующие структуры

Локальные закономерности в контроле редкометалльного оруденения (литологические, магматические, структурные, минералогические,

геохимические и др.) в пределах конкретных рудных районов, рудных полей и месторождений освещались в работах Ж.А. Айталиева, М.Ф. Стрелкина, С.Г. Шавло, В.И. Кузнецова, Г.Н. Щербы, А.И. Гинзбурга, Ю.А. Садовского, В.А. Филиппова, В.Ф. Кашеева, В.В. Лопатникова, Е.П. Пушко, Б.А. Дьячкова, Н.П. Майоровой, А.Е. Степанова и других геологов. В этих работах отражены общие сведения о времени, условиях отложения и концентрации редкометалльного оруденения в геологических структурах и месторождениях Восточного Казахстана.

Продуктивными материнскими и рудоносными формациями для редких металлов, как правило, являются гранитоидные интрузии, поэтому главнейшими типами рудолокализирующих структур для них оказались интрузив-надинтрузивные зоны и трещинно-разрывные нарушения во вмещающих гранитах и боковых породах.

Во времени редкометалльное оруденение генетически связано с каждой интрузивной фазой многофазных гранитоидных комплексов и локализуется в пределах материнской формации или проникает во вмещающие боковые породы (рудовмещающие формации), вещественный состав которых, и тектоническая подготовленность имеет важное рудолокализирующее значение. Амплитуда вертикального распределения оруденения может достигать 3 км.

Благоприятными факторами для рудоотложения и концентрации являются: 1) повышенная тектоническая активность формирования многокорневых гранитных массивов (Центральная Калба, Жарма-Саур, Восточно-Чингизская зона и др.); 2) морфология гранитных plutонов и положение оруденения относительно их корневых частей; 3) фронтальные части гранитных апофиз, выступов, образовавшихся в неспокойных тектонических условиях (Огневско-Бакенный, Эпинский рудные узлы и др.); 4) эндо-экзогенные зоны, апикальные части гранитных массивов, сложенных контаминированными фациями с обилием ксенолитов вмещающих пород (Белюбинско-Сарымсактинская, Калба-Нарымская и другие зоны); 5) пологие контакты и краевые трещины массивов, наложенная трещиноватость, оперяющая крупные дизъюнктивы внутриинтрузивного возраста, подготовленные складчатые и разрывные структуры в предрудный этап; 6) рудолокализирующая роль наложенной трещиноватости меридионального простирания, оперяющей крупные субширотные разломы и четко проявленной в Мирлюбовском, Асубулакско-Бедогорском рудных узлах; трещинно-разрывные кольцевые структуры контролируют также медно-порфировый (медно-молибденовый) тип оруденения в Жарма-Сауре и Чингиз-Тарбагатае; 7) активное реакционное взаимодействие гранитных расплавов с боковыми породами повышенной основности и карбонатности, вызывающее «аномальный ход» кристаллизации магмы и обильное отделение рудоносных дистиллятов (Огневско-Белогорский, Ивановский, Аблакетский рудные узлы и др.); 8) наличие структурно-литологических ловушек-концентраторов оруденения: контактовые поверхности между гранитами разных фаз, более ранние метаморфизованные тела

плагиигранитов, гранодиоритов, отличающихся по химическим и физико-механическим свойствам; полосы мигматитов, массивные роговики в межэтажных перегородках и др.; углисто-глинистые сланцы, песчаники повышенной известковистости, известняки и другие породы.

Роль вмещающей среды имеет особо важное значение при формировании скарново-карбонатно-грейзеновых месторождений, оловянно-вольфрамовых грейзенов и гидротермалитов, влияющей на состав руд и отдельных минералов (шеелит, вольфрамит, гюбнерит и др.) [109]. Для редкометалльно-скарновых проявлений (Ивановское, Усть-Каменогорское и др.) благоприятные рудолокализирующие структуры были созданы в контактах редкометаллоносных гранитов поздней стадии развития (в пермское время) и отложений повышенной карбонатности девона – раннего карбона (известняки, известковистые сланцы и другие породы). Гидротермалиты, как правило, слагают фронтальные или надинтрузивные зоны массивов, верхние ярусы рудной колонны, поэтому значение вмещающей среды для них особенно велико. Обычно во многих рудных узлах и рудных полях выступают комбинированные рудолокализирующие структуры.

5.2.4 Принципы экстраполяции

Методика качественного прогнозирования оруденения изложена в работах Е.Т. Шаталова, А.В. Орловой и др. (1964), Кривцова и др. [62] Ф.Р. Апельцина и др. (1977), Э.П. Изоха [57], Д.В. Рундквиста и др. [63], Л.Н. Овчинникова [83], Е.Н. Алтухова и др. [6], Г.Н.Щербы и др. [109], Н.А. Солодова и др. [79]. На территории Восточного Казахстана накоплен определенный опыт прогнозирования различных полезных ископаемых, в том числе и редкометалльного оруденения (Г.Н.Щерба, Ж.А. Айталиев, В.А. Нарсеев, В.Ф.Кашеев, А.Р. Бутко, Ю.А. Садовский, Е.П. Пушко, А.Н. Бугаец, А.Е.Степанов, В.В. Лопатников, Б.А. Дьячков, Н.П. Майорова, Т.М. Никитина и др.).

На современном этапе исследований с учетом новых палеогеодинамических реконструкций в основу прогнозирования положен обобщенный фактический материал по геологии, геофизике, металлогении конкретных рудоносных структур и рудных объектов Калба-Нарымского пояса. При этом, как правило, широко используется также метод качественной аналогии с эталонными (типовыми) объектами (месторождениями, рудопрооявлениями) для прогнозно- металлогенической оценки перспектив изученного региона.

Большое внимание уделялось анализу размещения продуктивных (материнских) и рудовмещающих формаций, особенно в закрытых районах, прогнозированию площадей в надинтрузивных зонах массивов и на площадях с благоприятными геолого-геохимическими признаками, выделению новых генетических типов руд (альбитит-грейзеновый, минерализованных зон), уточнению зональности редкометалльного оруденения в региональном и детальном плане и другим вопросам [31]. На металлогенической карте отражался возраст рудных формаций: каледонский,

герцинский (ранне-средне-поздний), киммерийский или альпийский, характер проявления металлогенических зон (интрузивный, складчато-разрывной и др.), профилирующие элементы металлогенических подразделений.

5.3 Научно-практические рекомендации

На основании изложенных факторов и критериев разработаны главные направления прогнозно-металлогенических работ в Восточно-Казахстанском регионе. Основными редкометалльными структурами являются гранитоидные пояса позднегерцинской (постколлизийной) активизации, развитые в Горном Алтае, Калба-Нарымской зоне, Жарма-Сауре и Чингиз-Тарбагатайском рудном поясе. При прогнозировании учитывались работы прошлых лет [3, 13, 14, 32, 33, 68, 70, 96, 103] и новые металлогенические построения [15, 47-53].

5.3.1 Горный Алтай

Горноалтайская металлогеническая провинция расположена в приграничной полосе Казахстана, России, Китая и Монголии. Здесь известны месторождения Fe, Cu, Pb, Au, As, W, Mo и др. ископаемых. Перспективы этой территории ещё полностью не раскрыты. Преобладают мелкие месторождения грейзеново-кварцевожильного типа (W, Mo), связанные с гранитами Урьль-Коктогайского пояса (месторождения Коккуль, Чиндагатуй и др.). Именно на продолжении этого пояса в Китае известно крупное пегматитовое месторождение Коктогай. Кроме того, в последние годы в пределах Рахманихинского гранитного массива обнаружен шток альбит-сподуменовых гранитов с повышенной тантал-редкощелочной минерализацией (Алаха). Эти данные повышают перспективность Горного Алтая на выявление новых месторождений редкометалльных пегматитов (тип Коктогай) и нетрадиционного «внепегматитового» типа олово-танталового оруденения по аналогии с месторождением Алаха. На известных объектах грейзеново-кварцевожильного типов (W, Mo, Be, Bi) прогнозируется обнаружение более продуктивных линейно-штокверковых рудоносных зон (площади Коккуль, Чиндагатуй, Колмачихинская и др.). На первом этапе рекомендуется поисково-ревизионное обследование гранитоидных массивов пермского и более древнего возраста, подверженных более интенсивным гидротермально-метасоматическим изменениям (альбитизация, грейзенизация и окварцевание). К благоприятным признакам относятся дополнительные интрузии альбитизированных гранитов. На выделенных перспективных площадях и объектах необходимо проведение ГДП-50 с последующей постановкой поисковых работ. Прогнозные ресурсы Ta, Nb, Li, W, Mo оцениваются по категории P₃ (таблица 16).

Таблица 17 - Прогнозные ресурсы редких и редкоземельных металлов Восточного Казахстана

Металлогеническая структура	Название площади, объекта	Промышленный тип	Полезный компонент	Ресурсы, т			Итого
				P ₁	P ₂	P ₃	
1	2	3	4	5	6	7	8
Горноалтайская металлогеническая провинция	Кокуль, Чиндагатуй	Грейзеново-кварцевожильный	Mo W	-	15 000 8 000	-	15 000 8 000
	Алаха	Эпимагматический альбит-сподуменовый	Li	-	-	5 000	5 000
			Ta			2 000	2 000
TR	1 000	1 000					
Рудноалтайский пояс	Экипетская	Скарновый, грейзеново-кварцевожильный	W Be	-	100 250	-	100 250
	Ивановская	То же	W		5 000	-	5 000
	Черновинская	Кварцево-жильный	W	1 700	3 000	-	4 700
	Усть-Каменогорское	Скарново-карбонатный	WO ₃	10 000		-	10 000
	Ново-Ахмировская	Эпимагматический альбитит-грейзеновый	Li ₂ O	-	100 000	-	100 000
			Sn		10 000		10 000
Ta	1 000	1 000					
Караузек	Гидротермальный альбит-кварцевый	Sn	-	10 000	-	10 000	
Калба-Нарымский рудный пояс	Шульбинская	Эпимагматический альбитит-грейзеновый	Sn	-	-	3 000	3 000
			Ta			2 000	2 000
		Редкометалльно-пегматитовый	Ta	-	-	3 000	3 000
		Грейзеново-кварцевожильный	W Sn	-	-	3 000 2 000	3 000 2 000

Продолжение таблицы 17

1	2	3	4	5	6	7	8
Калба-Нарымский рудный пояс	Юбилейное Красный Кардон	Редкометалльно-пегматитовый	Ta ₂ O ₅		1 000		1 000
	Ново-Сарыюзек Кенебай	Редкометалльно-пегматитовый	Ta ₂ O ₅ Li ₂ O		200 10 000		200 10 000
	Карасу Апогранитное Алтувай	Альбитит-грейзеновый	Ta ₂ O ₅ Sn		10 000 15 000		10 000 15 000
	Ново-Каинды Гремячее Урунхай	Грейзеново-кварцевожильный	W Sn Ta		5 000 3 000	100	5 000 3 000 100
	Чердоаяк	Кварцевожильно-грейзеновый	Sn		500		500
Западно-Калбинский рудный пояс	Преображенско- Буранская	Остаточных кор выветривания, кластогенный	Ильменит Циркон Ta ₂ O ₅ Nb ₂ O ₅			10 000 2 000 1 000 16 000	10 000 2 000 1 000 16 000
	Юбилейный Октябрь	Минерализованные зоны	Sn			5 000	5 000
	Мынчункур, Торткалмак II	Грейзеново-кварцевожильный, альбитит-грейзеновый	Sn W			5 000 10 000	5 000 10 000
Жарма-Саурский рудный пояс	Верхнее Эспе	Эпимагматический ниобий- цирконий-редкоземельный	Zr Nb ΣTR			Среднее месторо ждение	
	Егиндыбулак	Скарново-карбонатно-грейзеновый	W		1 000		1 000

Продолжение таблицы 17

1	2	3	4	5	6	7	8
Жарма-Саурский рудный пояс	Жаман-Койтас Кишкине	Штокверково-жильный	Mo W		2 000 1 000		2 000 1 000
	Базарская	Медно-порфировый остаточных кор выветривания	Mo Ильменит Циркон			5 000 5 000 2 000	5 000 5 000 2 000
Чингиз-Тарбагатайский рудный пояс	Дегеленская	Скарново-карбонатный, грейзеново-кварцевожильный	W Be Sn		1 000 500 1 000		1 000 500 1 000
	Доголанская	Альбититовый ниобий-цирконий редкоземельный, редкоземельно- пегматитовый	Nb ₂ O ₅ Zr TR			2 000 500 1 000	2 000 500 1 000
Джунгаро-Балхашская провинция	Арсалан	Редкометалльно-редкоземельный эпимагматический, редкометалльно-пегматитовый, медно-порфировый	Nb ₂ O ₅			5 000	5 000
	Кызылжал		Zr			2 000	2 000
	Жусалы		TR Mo			1 000 10 000	1 000 10 000
Всего:			Be				750
			Li ₂ O				115 000
			Mo				32 000
			Nb ₂ O ₅				26 000
			Sn				54 500
			Ta ₂ O ₅				22 300
			ΣTR				>3 000
			WO ₃				48 800
			Zr				2 500
			Ильменит Циркон				15 000 4 000

5.3.2 Рудноалтайский пояс

В Рудном Алтае перспективы на редкие металлы сохраняются в Тигирекско-Черневинском гранитоидном поясе, расположенном на границе Белоубинско-Сарымсактинской зоны и Горного Алтая. Перспективная площадь объединяет *Экипетское месторождение* скарно-карбонатно-грейзеновой формации, объединяющая скарны, грейзены и кварцевые жилы с комплексным оруденением (Cu+W+Bi+Be и др.). Для рудоконцентрации благоприятны апофизы альбитизированных и грейзенизированных гранитов и предполагаемые скрытые купола гранитов с возможным прогнозом выявления олово-танталоносных альбититов (типы Карасу и Алахи). Прогнозные ресурсы по категории P₃: W – 2-3 тыс. т, Be – 250-500 т. Рекомендуется проведение поисковых работ.

Черновинская площадь объединяет вольфрамоносные кварцевые жилы, содержащие WO₃ от следов до 1,8%, а также минерализованные зоны в гранитах. Запасы W по категории C₂ (авторские) – 1715т; P₂ – 300 т [15]. Предполагается увеличение ресурсов за счет доразведки рудных тел по флангам и на глубину и обнаружение новых рудопроявлений других генетических типов оруденения (Sn, Ta, Be). Целесообразна постановка поисковых работ. Запасы W могут быть увеличены в 2-3 раза.

Ивановская площадь в Рудноалтайской металлогенической зоне, как отмечалось выше, перспективна на обнаружение экзогрейзенов и скарнов надинтрузивной зоны, содержащих богатое редкометалльное оруденение (W, Mo, Be и др.). Прогнозные ресурсы WO₃ по категории P₂ составляют порядка 10 тыс. т. Повышенное содержание в вольфрамитах примеси Ta, Nb повышает ценность руд. Рекомендуется проведение поисковых работ I очереди.

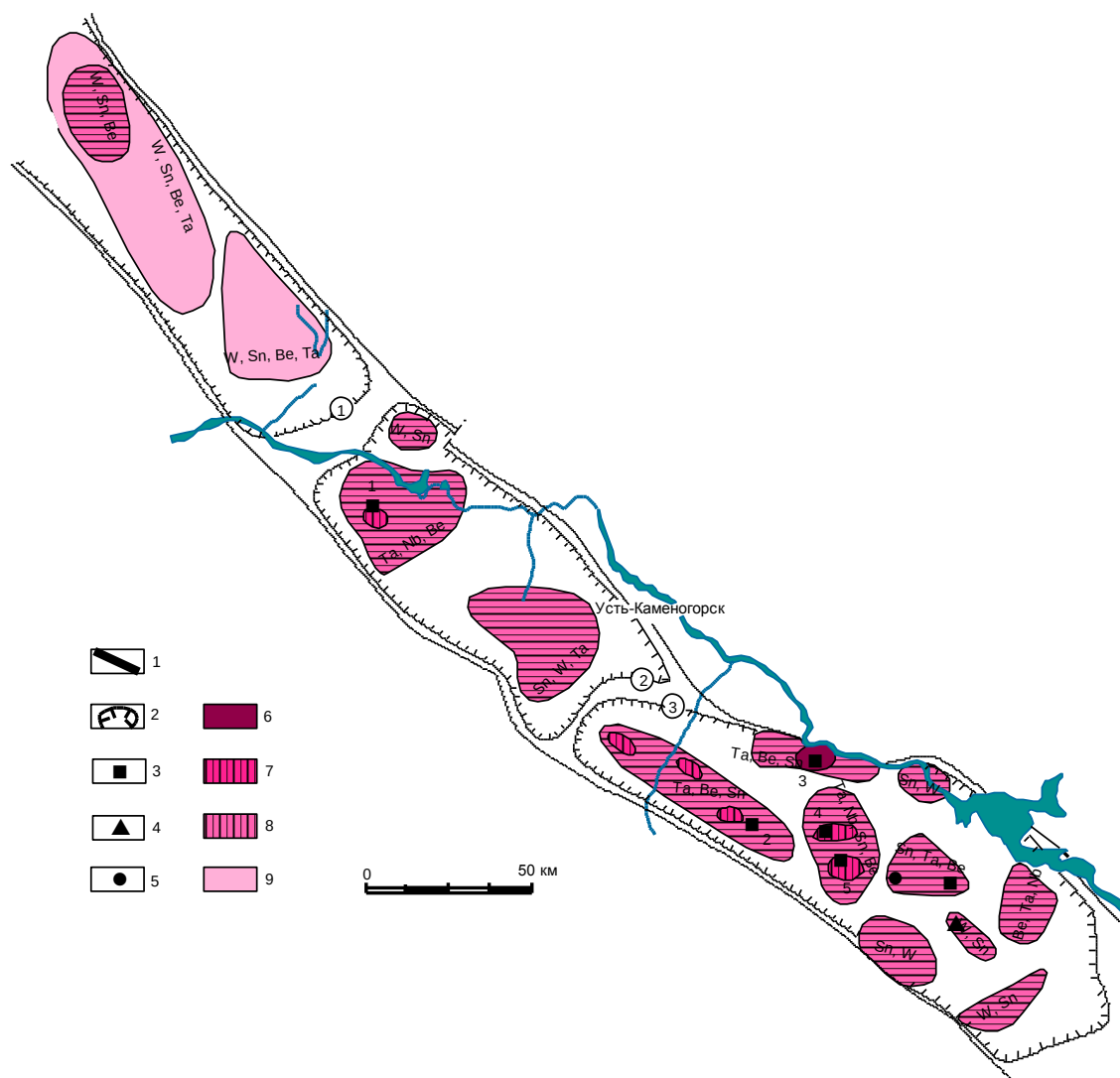
5.3.3 Иртышская металлогеническая зона

Иртышская зона как система коромантийного глубинного разлома сформировалась на гетерогенном каледонско-докембрийском структурном основании. В стадию герцинской коллизии эта структура преобразовалась в мощную Иртышскую зону смятия (сутурную зону), разделявшую Рудноалтайский и Калба-Нарымский террейны. Для зоны смятия присущи метаморфизированные и расланцованные карбонатно-терригенные и песчаниково-алевролитовые отложения девона при подчиненной роли вулканитов, пестрые по составу магматиты, мигматиты и метасоматически-анатектические граниты, напряженная дисгармоничная складчатость, глубинные разломы мантийного заложения с поясами габброидных интрузий.

В позднюю стадию постколлизиионной внутриплитной активизации Иртышская зона испытала воздействие гранитов Калба-Нарымского плутона, внедрение которых сопровождалось интенсивными процессами контаминации, гибридизации и образованием большого количества жильных аплит-пегматитовых пород. В северо-западной и юго-восточной частях зоны были сформированы отдельные изометрично-овальные гранитные массивы (Каменский, Карой, Койтас и др.), подчиненные внутрикоровым разломам. В центральной части структуры локализовался Аблакетский гранитный массив.

На основании изложенных факторов и критериев разработаны главные направления прогнозно-оценочных работ в Калба-Нарымском поясе. Последний характеризуется развитием преимущественно редкометалльного оруденения, генетически связанного с гранитоидами пермского возраста. На территории пояса выделено четыре рудных района: 1 – Шульбинский; 2 – Северо-Западно-Калбинский; 3 – Центрально-Калбинский и 4 – Нарымский, в которых прогнозируются ресурсы редких металлов (Ta, Nb, Be, Sn, W, Li, Rb, Cs).

Основные перспективные площади приведены на рисунке 66.



1 – границы пояса и 2 – рудных районов; 3-5 типы месторождений (3 – редкометалльных пегматитов, 4 – грейзеново-кварцевожильных, 5 – кварцевожильных); 6-9 – степень перспективности площадей (6 – высокая, 7 – средняя, 8 – небольшая, 9 – неясная).

Рудные районы (цифры в кружках): 1 – Шульбинский потенциальный, 2 – Северо-Западно-Калбинский, 3 – Центрально-Калбинский.

Месторождения: 1 – Кварцевое, 2 – Медведка, 3 – Бакенное, 4 – Юбилейное, 5 – Белая Гора.

Рисунок 66 – Перспективные площади Калба-Нарымского пояса

В целом объем гранитоидного магматизма оказался небольшим (4800

км³), невысока и интенсивность связанного с ним редкометалльного оруденения, плотность которого здесь в три раза меньше, чем в Калба-Нарымской зоне.

В Иртышской зоне проявлены такие группы редкометалльных формаций: пегматитовая (Sn, Be, Bi), скарново-карбонатно-грейзеновая (W, Sn), альбитит-грейзеновая (Li, Sn, Ta) и гидротермальная кварцево-жильная (W, Mo, Sn, Bi), объединяющие Усть-каменогорское месторождение и рудопроявления Ново-Ахмировское, Караузек, Каракия, Карой и др.

На Усть-Каменогорском месторождении запасы WO₃ утверждены на ТКЗ, возможен прирост (W, Sn) за счет доразведки его флангов и глубоких горизонтов. На Ново-Ахмировском рудопроявлении перспективны глубокие горизонты штока альбитизированных гранитов с прогнозными ресурсами Li, Rb, Sn, Ta (таблица). Рекомендуются бурение поисковых скважин до глубины 300-350 м. На участке Караузек в гидротермально-измененных габброидах прогнозные ресурсы олова составляют порядка 10 000 т (В. И. Маслов и др.). Здесь также рекомендуется бурение поисковых скважин глубиной более 500 м с целью подсечения скрытого гранитоидного массива, предполагаемого источника редких металлов (Sn, Ta, Li и др.).

5.3.4 Калба-Нарымский рудный пояс

Является ведущей редкометалльной структурой региона. Пояс объединяет четыре рудных района: 1 – Шульбинский; 2 – Северо-Западно-Калбинский; 3 – Центрально-Калбинский и 4 – Нарымский, в которых прогнозируются ресурсы редких металлов (Ta, Nb, Be, Sn, W, Li, Rb, Cs). На основании изложенных выше факторов и критериев разработаны главные направления прогнозно-оценочных работ в Калба-Нарымском поясе.

1. Проведение глубинного геологического картирования северо-западного и юго-восточного флангов рудного пояса, на которых по геолого-геофизическим данным и прямым признакам оруденения выделяются скрытые гранитоидные массивы. Это резервные площади, в значительной степени закрытые чехлом рыхлых отложений. Особое внимание необходимо обратить на Шульбинский район и прилегающую к нему с запада территорию (до границы с Россией), где отмечается резкий поворот и расширение северо-западного фланга Калба-Нарымской зоны. По геолого-геофизическим данным (Г.П. Нахтигаль, В.Н. Любецкий) здесь выделяется скрытые гранитоидные массивы, известны грейзеново-кварцевожильные рудопроявления (W, Sn) и оловоносные онгониты («Ржавая Сопка») и другие объекты, возможные индикаторы геолого-промышленных типов оруденения: редкометалльных пегматитов (типы Бакенного, Кварцевого), альбитит-грейзеновых Li-Sn-Ta (типы Кварцевого, Алахи), остаточных кор выветривания с касситеритом, вольфрамитом и шеелитом (тип Торткалмак II). Геологическое картирование должно сопровождаться значительными объемами картировочного бурения, геофизических и геохимических работ. Прогнозные ресурсы редких металлов оцениваются по категории P₃ (рисунок 67).

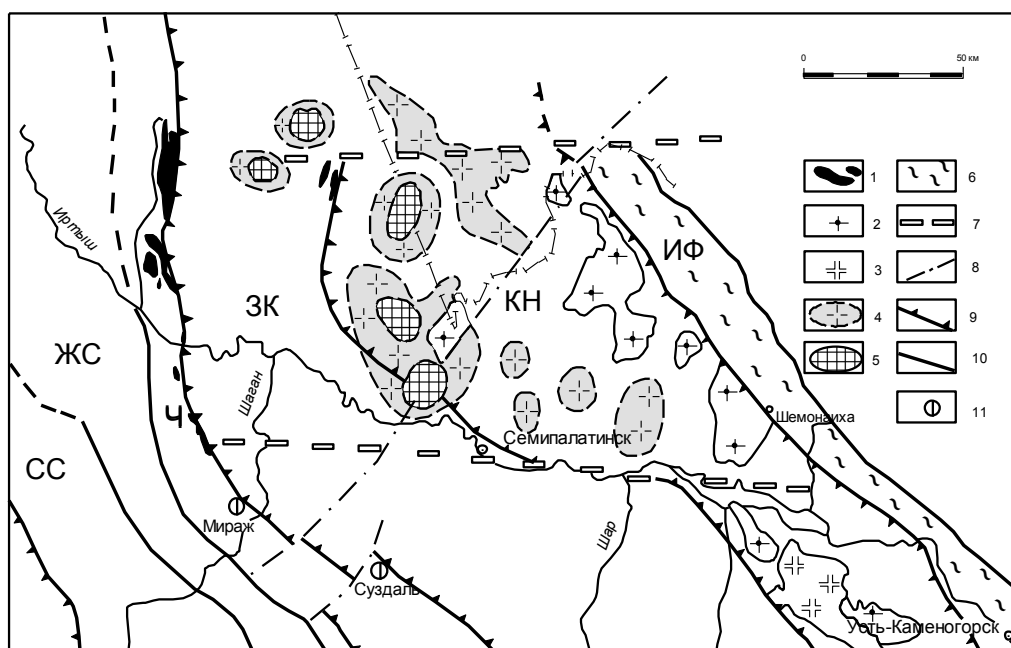


Рисунок 67 - Металлогеническое районирование территории Семипалатинского Прииртышья

2. Постановка прогно-поисковых работ в полосе агрессивного воздействия калбинских гранитных интрузий на Иртышскую зону смятия (Сурово-КШТ-Новоахмирово, Огневско-Бакенное рудное поле и другие участки), сопровождавшееся формированием месторождений редкометалльных пегматитов (Бакенное), альбитит-грейзеновых Li-Sn-Ta метасоматитов (Карасу, Ново-Ахмирово) и наложением редкометалльного оруденения (Li, Rb, Sn, Ta и др.) на метаморфизованные дайкообразные тела габброидов прииртышского комплекса C_1 (Караузек). В этой же геологической структуре фиксируются онгонитоподобные дайки, обогащенные Li, F, и скрытые гранитоидные массивы, с которыми могут быть связаны новые рудные объекты пегматитового и апогранитного типов.

3. В Центральном-Калбинском рудном районе, с учетом построенных геолого-генетических моделей и геолого-промышленной типизации рудных объектов, главное внимание должно уделяться поискам и оценке месторождений редкометалльных пегматитов многокорневой жильной морфоструктуры (центрально-калбинский тип). В Асубулак-Белогорском и Огневско-Бакенном рудных узлах, Карагоин-Сарыозекской рудной зоне рекомендуется доизучение флангов и глубоких горизонтов известных рудных полей и месторождений (Бакенное, Жатысары, Юбилейное, Красный Кордон и др.). В первую очередь предлагается возобновление геологоразведочных работ на Бакенном месторождении (Переходный участок и район жилы Жатысара). Геологоразведочные работы заключаются в оценке глубоких горизонтов с выделением участков промышленного оруденения и разработкой технологии обогащения руд для комплексного извлечения ценных компонентов (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn, микроклина, кварца и мусковита). При аналитических работах

должны применяться высокоточные методы анализов с использованием растрового электронного микроскопа, масс-спектрометра ICP-MS и рентгеновского дифрактометра. Прогнозные ресурсы Ta_2O_5 оцениваются по категории P_1 – 2000 т.

В Асубулакском рудном поле рекомендуется доразведка северного фланга Юбилейного пегматитового месторождения (район жилы Единой) и перспективного рудопроявления Красный Кордон. Прогнозные ресурсы Ta, Sn категории P_1 соответствуют запасам Юбилейного месторождения.

Месторождение Верхняя Баймурза имеет промышленное значение на Li, Sn (с попутным извлечением Ta и Be) и рассматривается как резервный объект.

В Карагоин-Сарыозекской рудной зоне предлагается вовлечение в разработку модульным способом редкометалльно-пегматитовых месторождений Ахметкино и Медведка, которые являются резервными. На месторождении Ахметкино подсчитаны запасы (т): Ta - 274, Li - 33672, Nb – 474, Sn – 493 т. На месторождении Медведка утверждены запасы Ta_2O_5 – 277,5 т (при содержании 0,007-0,008%). К резервным объектам относится также мелкое месторождение Точка альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитов.

Кроме того, в рассматриваемой рудной зоне необходимо продолжить оценку перспективных участков Ново-Сарыозек и Кенебай, представленных жилами микроклин-альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитов в плагиогранитах кунушского комплекса. Прогнозные ресурсы этих объектов по аналогии с месторождением Медведка оцениваются по категории P_2 – Ta_2O_5 - 200 т.

4. Произвести оценку нетрадиционного «внепегматитового» типа олово-танталового оруденения, связанного с альбитизированными и грейзенизированными гранитами, выходящими на поверхность (Апогранитное, Алтувай, Мунча, Чебунды) и скрытыми на глубине (Карасу, Мало-Черновинское, Шурук, Мынчункур и др.). Благоприятные критерии для этих объектов – интенсивная проработка апикальных частей гранитных массивов и осадочных пород надинтрузивной зоны (альбитизация, грейзенизация, турмалинизация и окварцевание), скрытые гранитные купола, геохимические аномалии РЭ. Общие прогнозные ресурсы Ta_2O_5 (по аналогии с месторождением Карасу) оцениваются в 5-7 тыс.т. Обнаружение подобных объектов может существенно укрепить сырьевую базу танталового производства.

5. С учетом вертикального размаха рудоносной колонны гранитоидов до 800-1000 м (Л.Д. Исаева, 2010 г.), предусматривается переоценка вольфрам-оловорудных кварцево-жильных месторождений надинтрузивных зон, основанная на зональной смене кварцевых жил (Sn-W) более продуктивными редкометалльными пегматитами и жильно-штокверковыми зонами с вкрапленным оруденением - Ta, Sn, W (Новокаинды, Урунхай, Калай-Топкан, Гремячее и др.). В соответствии с геолого-генетическими моделями эталонных объектов необходима оценка глубинных частей кварцево-жильных зон (комплексом геолого-геофизических методов и бурением скважин до 300-500

м) с целью обнаружения более перспективных месторождений (Кварцевое, Карасу и др.).

6. Анализ материалов показывает, что на современном эрозионном срезе наиболее рудоносная гребневидная часть Калба-Нарымского плутона оказалась эродированной. Сохранившиеся месторождения в эндоконтактах массивов (Бакенное, Белая Гора, Юбилейное и др.) представляют лишь ничтожную часть прежних рудных зон. Образовавшаяся при экзогенных процессах большая масса материала вместе с рудными минералами (танталитом, касситеритом и др.) была, очевидно, снесена в крупные впадины и прогибы. Поэтому рекомендуется начать изучение разрезов мезо-кайнозойских отложений Зайсанской, Кулундинской и других впадин с целью определения возможного обогащения осадков редкими элементами. Предполагается обнаружение здесь месторождений нетрадиционного вида сырья (кор выветривания, погребенных россыпей), как одного из возможных резервов развития редкометалльно-сырьевой базы.

7. Необходимо начать оценку техногенных отвалов (хранилищ) обогатительного производства (Белогорского, Огневского и Асубулакского рудников).

5.3.5 Западно-Калбинский рудный пояс

Как известно, Западно-Калбинская зона металлогенически специализирована на золотое оруденение. Здесь также локально проявлены постколлизийные рудоносные гранитоидные интрузии. Основные рекомендации сводятся к следующему.

1. Провести глубинное геологическое картирование и поисковые работы в пределах регионального Семипалатинско-Буран-Бургынского пояса гранитоидов монцонит-сиенит-щелочногранитного состава, сформированного на сочленении Западно-Калбинской и Чарской тектонических зон. В первую очередь целесообразно провести геологоразведочные работы в юго-восточной Преображенско-Буранской ветви данного пояса с целью оценки перспектив территории на Zr-Ni оруденение в корах выветривания и россыпях (типы Караоткеля и Сатпаевской россыпи). Прогнозная оценка на трех выделенных площадях по категории P_3 : ильменита порядка 10000 т, циркона – около 2000 т, попутные компоненты – Ta_2O_5 -953 т, Nb_2O_5 -16 000 т и другие (V, Sc, Gf, Y), по М.М. Кравченко и др. (2015 г.). Попутно возможно обнаружение берилловой минерализации (типа Изумрудного рудопроявления).

2. Произвести оценку юго-восточного экзоконтакта Дельбегетейского гранитного массива, представленного зонками скарнирования вмещающих пород буконьской свиты, кварц-турмалиновых и кварц-мусковитовых метасоматитов, перспективных на выявление Sn-Be оруденения. Прогнозные ресурсы олова, с учетом работ В.А. Нора, В.Ф. Кашеева, составляют около 5000 т.

3. Выполнить оценку рудоносности скрытых гранитных массивов на участках Мынчункур и Торкалмак II. Главная задача – определить масштабность грейзеново-кварцевожильного и альбитит-грейзенового оруденения на глубине до 300-500 м с применением значительных объемов геофизических, буровых и геохимических работ. Прогнозные ресурсы по категории P_3 : Sn – до 5000 т, W – до 10000 т; возможные попутные компоненты – Ta, Nb, Be. Поисковые работы II очереди.

5.3.6 Жарма-Саурский рудный пояс

Редкометаллоносные структуры выделяются здесь в Акбиик-Акжайляуском поясе гранитоидов нормальной и повышенной щелочности, сформированном в приграничной полосе с Чингиз-Тарбагатайским рудным поясом.

1. *Площадь Верхнее Эспе* охватывает одноименное месторождение Zr-Nb-редкоземельных руд, участки Ийсор и Биесимас, сложенные щелочными гранитами керегетас-эспинского комплекса (P_2 - T_1). Перспективны граниты и пегматитовые жилы, в которых проявлены процессы рибекит-альбитового метасоматоза, особенно в экзоконтактах, апофизах и штоковидных сателлитах гранитных массивов. Прогнозируется выявление среднего по запасам редкоземельного месторождения (типа Верхнего Эспе). Рекомендуются поисковые работы I очереди.

2. *Участок Егиндыбулак* представляется перспективным на выявление вольфрамового оруденения скарново-карбонатно-грейзенового типа. Увеличение прогнозных ресурсов связывается с доизучением флангов и глубоких горизонтов этого месторождения. На участке Егиндыбулак известна также россыпь шеелита с запасами около 100 т. Рекомендуются поисковые работы с детальным опробованием скарнированных пород, грейзеново-кварцевых метасоматитов и кварцевых жил. Общие прогнозные ресурсы WO_3 по категории P_2 оцениваются до 1000 т.

3. *Участки Жаман-Койтас и Кишкене* прогнозируются на выявление молибденового и вольфрамового оруденения штокверково-жильного типа, связанного с пермскими гранитами нормальной щелочности (жарминский комплекс, P_1). Наибольший интерес представляет участок Кишкене, сложенный гребневидными выступами гранитного массива с Mo-W оруденением кварцево-жильного типа. На глубине ожидается выявление штокверков с более богатым молибденовым оруденением. Рекомендуются поисковые работы I очереди с бурением скважин до глубины 200-300 м, горными, геофизическими и геохимическими работами. Прогнозные ресурсы по категории P_2 : W до 1000 т, Mo – 2000 т.

5.3.7 Чингиз-Тарбагатайский пояс

На основе разработанных поисковых признаков и критериев, а также анализа материалов прошлых лет произведена оценка прогнозных ресурсов в рудоносных структурах и объектах рудного пояса.

1. *Дегеленская* площадь выделяется на северо-западном фланге Тлеумбет-Дегеленского пояса лейкократовых и щелочных гранитов пермского

возраста, сформированного на границе с Жарма-Сауром. Здесь известно редкометалльно-флюоритовое месторождение Каражал, широко проявлены зоны скарнирования и метасоматического окварцевания, отмечаются геохимические аномалии Sn, Mo, W. Прогнозируется оруденение скарнового и грейзеново-кварцевожильного типов по аналогии с месторождениями Каражал и Дегелен (W, Be, Mo, Sn). Особое внимание необходимо обратить на изучение гранитных апофиз в контрастных по составу вулканогенно-осадочных породах. Рекомендуются поисковые работы I очереди с комплексом горно-буровых, геофизических и геохимических работ.

2. *Доголанская* площадь прогнозируется в восточной и центральной части гранитного массива, где сосредоточены проявления Nb, Zr, TR, Mo различных рудно-формационных типов (эпимагматического, пегматитового и гидротермального), которые недостаточно изучены. Обращает внимание зараженность лейкократовых гранитов акцессорным колумбитом, и геохимическая специализация их на редкие земли, что позволяет (по аналогии с массивом Акжайляу) прогнозировать обнаружение промышленных концентраций Nb, Zr, TR альбититовой и пегматитовой формаций.

3. В Чингиз-Тарбагатайском рудном поясе в целом наиболее перспективными на редкие металлы являются геологические структуры герцинской автономной активизации, насыщенные гранодиоритами и гранитоидными массивами различных формационных типов. Соответственно прогнозируются следующие типы оруденения: 1) скарновые и грейзеновые формации (с W, Mo, Be) в связи с пермскими гранитами нормальной щелочности (типы Дегелена, Каражала); 2) штокверково-жильные зоны (с Mo) в надинтрузивных зонах пермских интрузий (тип Жаман-Койтаса); 3) альбититовые и пегматитовые формации (с Zr, TR, Nb, Ta) в генетической связи с щелочными гранитами (тип Верхне-Эспинского месторождения); 4) медно-молибденовый (медно-порфировый) тип оруденения в ассоциации с гранодиоритами каледонского и герцинского возраста.

Для реализации прогнозов рекомендуется геологическое доизучение площади развития Тлеумбет-Дегеленского гранитоидного пояса в масштабе 1:50 000 и постановка поисковых работ на детальных перспективных участках. Исследования должны выполняться на современном научно-теоретическом и техническом уровне.

5.3.8 Джунгаро-Балхашская металлогеническая провинция

Территория Северного Прибалхашья в металлогеническом плане изучена недостаточно, поэтому ее перспективы на редкие металлы полностью не раскрыты. На редкие земли перспективны площади развития продуктивной формации щелочных гранитов кызыл-кайнарского комплекса (площадь Арсалан). Граниты и сиениты кокдалинского комплекса (P₁) перспективны на выявление медно-порфирового оруденения с Mo, W, Cu (участки Кызылжал, Жусалы, Южно-Тарбагатайский). На других участках в благоприятных геологических структурах необходимо ориентироваться на обнаружение Cu-

Мо оруденения, минерализованных зон (с Мо, W), редкометалльно-редкоземельных апогранитов и пегматитов (с Zr, TR, Nb, Ta).

Проведенные исследования показывают, что в Восточно-Казахстанском регионе сохраняются достаточно высокие перспективы на обнаружение новых месторождений редких металлов. На прогнозных картах масштаба 1:1000 000 и масштаба 1:200 000 выделено 27 перспективных площадей и объектов с прогнозными ресурсами Ta, Nb, Li, Sn, W и др [15].

Главная задача дальнейших исследований – проведение детальных прогнозно-металлогенических и поисковых работ на выделенных рудоносных структурах, перспективных участках и объектах в Калба-Нарымской металлогенической зоне и на других территориях. На современном научно-техническом уровне необходимо вовлечение в оценку закрытых и полужакрытых площадей, которые являются резервными для обнаружении скрытых и погребенных редкометалльных месторождений (коры выветривания, погребенные россыпи, нетрадиционные типы оруденения). Рекомендуется возобновить геологоразведочные работы в Калба-Нарымской зоне, Жарма-Сауре и Чингиз-Тарбагатае с целью поиска и ускоренной оценки объектов для вовлечения их в эксплуатацию. Рентабельность производства может быть существенно повышена при комплексном использовании сырьевых ресурсов как по производству редких металлов, так и нерудной части сырья (полевого шпата, кварца и слюды). Указанные предложения весьма актуальны и будут способствовать повышению эффективности геологоразведочных работ, укреплению редкометалльно-сырьевой базы, увеличению объемов и улучшению качества выпускаемой конкурентоспособной продукции

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гранитоидные пояса Восточного Казахстана сформировались в различных геодинамических условиях, различаются по возрасту, масштабности развития, вещественно-генетическими особенностями гранитоидных формаций и спецификой их металлогении. Эволюция магматизма и оруденения тесно связана с направленностью дифференциации вещества верхней мантии и земной коры, определившей петрогеохимические особенности гранитоидных формаций и связанных с ними различных типов оруденения в каждой геолого-структурной зоне Большого Алтая и Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы [52]. Циклично-направленное развитие магматизма в геологических структурах с неодинаковыми типами разреза ЗК определило поясовое распределение рудоносных гранитоидных массивов и соответственно латеральную и вертикальную зональность редкометалльного и редкоземельного оруденения в общей структуре Большого Алтая.

Наиболее крупные гранитоидные пояса и ареалы сформировались в герцинском цикле в коллизионной (орогенной) геодинамических обстановках и занимают неодинаковую геотектоническую позицию в геологических структурах региона. Габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитные ареалы (C_1 - C_3), производные корово-мантийного магматизма и продуктивные на медно-порфировое, сульфидное медно-никелевое и золотое оруденение, разместились в стержневых (фокальных) частях Рудноалтайской и Жарма-Саурской тектонических зон с повышенной фемичностью разреза ЗК (месторождения Кызылкаин, Максут, Секисовское и др.).

В центральной части Б.А. в области коллизии Казахстанского и Горноалтайского микроконтинентов (В Зайсанской сутурной зоне), локализовались приразломные малые интрузии и дайки средне-основного (C_{2-3}) и кислого (C_3) составов, с которыми генетически связаны главные золоторудные месторождения (Бакырчик, Суздальское, Кулуджун и др.).

В Калба-Нарымском терейне с сиалическим типом разреза ЗК сформировался крупный гранитоидный пояс редкометалльной специализации, сложенный нормальными гранитами P_1 (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn, W) и лейкогранитами P_2 (камерные хрусталеносные пегматиты W, TR) и объединяющий главные редкометалльно-пегматитовые месторождения (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др.).

Семипалатинско-Буран-Бургынский пояс гранитоидов повышенной щелочности (с Zr-Ti минерализацией) контролируется зоной глубинного разлома, проявленного на сочленении Западной Калбы и Чарской зоны с уточненной ЗК субокеанического типа (месторождение Караоткель, россыпь Сатпаевская).

Области сочленения разнородных тектонических блоков (каледонид Чингиз-Тарбагатай и герцинид Жарма-Саура, соответственно Горного Алтая и Рудного Алтая) и региональные зоны скупивания (сутурные зоны) в позднегерцинскую (постколлизионную) стадию активизации характеризовались

развитием гранитоидного магматизма повышенной щелочности с редкометалльно-редкоземельной специализацией – W, Mo, Nb, Zr, Ti, TR (месторождения Шор, Азутау, Верхнее Эспе и др.).

В итоге исследования уточнены основные закономерности формирования, критерии прогноза и поиска редкометалльных пегматитов месторождений:

1) геотектоническая позиция определяется в пространственном размещении рудных объектов в крупном Калба-Нарымском гранитоидном поясе северо-западной ориентировки, сформированном в постколлизии (орогенной) геодинамической обстановке с мощным развитием пермского гранитоидного магматизма;

2) в геолого-структурном плане выявляется рудоконтролирующая роль широтных глубинных разломов и оперяющих их нарушений в размещении пегматитовых рудных полей (Огневско-Бакенное, Асубулакское) а также в установлении благоприятной жильно-коренной структуры промышленных месторождений с локализацией рудных тел в «пучковых» рудоносных зонах, контролируемых разрывными нарушениями;

3) петрологический фактор подчеркивается генетической и пространственной связью редкометалльных пегматитов преимущественно с гранитами I фазы калбинского комплекса (P_1), относящимися к петрологическому типу низкоплумазитовой калиево-натриевой серии, умеренной основности и редкометалльной геохимической специализации (гранодиорит-гранитовая подформация).

4. Для ведущих геолого-промышленных типов пегматитовых месторождений определена ритмично-пульсационная геолого-генетическая модель рудообразования в полузамкнутой или открытой рудно-магматической системе, определившей стадийное развитие минеральных комплексов от графического и олигоклаз-микроклинового (безрудных) до микроклин-альбитового и сподуменсодержащих (цветных) с богатыми комплексными рудами (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn). Рудные тела характеризуются интенсивным проявлением в них метасоматических процессов (микроклинизация, альбитизация, грейзенизация, сподуменизация, окварцевание), сопровождавшихся образованием уникальных минералов-индикаторов рудного процесса (альбит сахаровидный и клевеландит, лепидолит, сподумен, петалит, поллуцит, амблигонит, цветные и полихромные турмалины, танталит-колумбит, микролит, колумбит и др.).

Впервые по результатам электронной микроскопии в пегматитах выявлены включения танталита, колумбита поллуцита, касситерита, золота, серебра и других минералов, и элементов, что рекомендуется учитывать при обогащении и металлургическом переделе пегматитовых руд [122].

Выполнено обоснование перспектив нетрадиционного «внепегматитового» олово-танталового оруденения, связанного с альбитизированными и грейзенизированными гранитами и которое рассматривается в качестве дополнительного источника редких металлов для

танталового производства (типы Карасу, Алаха, Апогранитное, Ново-Ахмировское и др.).

Выполненные исследования показывают, что перспективы региона на редкие металлы еще не исчерпаны и здесь возможно выявление новых редкометалльных проявлений как на поверхности, так и скрытых на глубине и погребенных под чехлом рыхлых отложений. Разработаны научно-практические рекомендации по направлению дальнейших геологоразведочных работ: 1) доизучение флангов и глубоких горизантов известных рудных полей и месторождений (Бакенное, Юбилейное, Красный Кардон, Калай Топкан) до глубины 500-1000 м. с комплексом буровых геофизических и геохимических работ; 2) постановка глубинного геологического картирования закрытых и полужакрытых резервных территорий с целью выявления погребенных месторождений с применением значительных объемов геофизических, геохимических и буровых работ (Шульбинский район, Семипалатинское Прииртышье); 3) переоценка перспектив территории на «внепегматитовый» олово-танталовый тип оруденения в скрытых гранитных куполах (месторождение Карасу, участки Ново-Ахмировский, Малочерновинский, Апогранитный, Шурук, Торткалмак и др.) таким образом в Восточно-Казахстанском регионе имеются резервы для укрепления и развития минерально-сырьевой базы редкометалльного производства.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Абдулин А.А., Шлыгин А.Е. Металлогения и минеральные ресурсы Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1983. - 312 с.
- 2 Абрахманов К.А. Гранитодные формации Казахстана и типы фанерозойского гранитообразования. - Алма-Ата: Наука, 1987 - 288 с.
- 3 Абрахманов К.А. Магматизм, геодинамика и рудообразование // в кн.: Геология Казахстана. - Алматы, 2008. - С. 7-22.
- 4 Абдуллаев Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями / Госгеолтехиздат. М., 1954. - 294 с.
- 5 Акылбеков С.А., Ужкенов Б.С., Щелчков Е.М. Резервы развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых // в кн.: Геология Казахстана. - Алматы, 2008. - С. 121-125.
- 6 Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Гаврюшкина О.А., Смирнов С.З. Геология и минералогия Алахинского месторождения сподуменовых гранит-порфиров (Горный Алтай) // в кн.: Геология рудных месторождений. 2015.
- 7 Артемьева Е.Л., Дьячков Б.А., Пасеков Ю.М. и др. Состояние и перспективы увеличения минерально-сырьевой базы высококалийного полевошпатового сырья Восточного Казахстана // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. 1984. № 6. - С.13-17.
- 8 Атлас палеотектонических и структурно-формационных карт Юго-Западного Алтая, масштаб 1:1000000. М., 1978.
- 9 Беспаяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д., Дьячков Б.А. и др. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая), Алматы: Гылым, 1997. - 288 с.
- 10 Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). / Кн. 1. Геологическое строение. Алматы: Гылым, 1998. - 304 с.
- 11 Щерба Г.Н., Беспаяев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). / Кн. 2. Металлогения. Алматы, РИО ВАК РК, 2000. - 400 с.
- 12 Сапаргалиев Е.М., Кравченко М.М., Дьячков Б.А. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). / Кн. 3. Нерудные ископаемые. Алматы: НИЦ Гылым, 2003. - 304 с.
- 13 Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Материалы междунар. конф. – Усть-Каменогорск, 2010. - 254 с.
- 14 Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в коре и мантии // Геология и геофизика. – 2008. Т. 49, №7. - С. 621-636.
- 15 Выявление закономерностей рудообразования в рудных поясах Восточного Казахстана с выделением продуктивных минералогических уровней и структур, перспективных на обнаружение месторождений цветных, благородных, редких металлов и нерудных полезных ископаемых. Отчет по

теме. Кн. 1-184 с., Кн. 2-280 с. Усть-Каменогорск –Алматы, 2008. Фонды ТОО «АГЭИ».

16 Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С. Минеральные парагенезисы как отражение условий минералообразования // Рудогенез: Сб. научн. статей / Матер, междун. конф. (2-7 февраля 2008 г.). Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2008. - 346 с.

17 Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв. ред. Н.П. Юшкин, В.Н. Сазонов: Сб. науч-тр. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. - 949 с.

18 Геология СССР. М., 1967. Т. 41. Восточный Казахстан. Геологическое описание. 4.1. - 467 с.

19 Геолого-генетические модели рудных полей как основа локального прогноза, скрытого оруденения / Сборник научных трудов. Алма-Ата: Каз. ИМС, 1989. - 80 с.

20 Геология Казахстана. Алматы, 2004. - 480 с.

21 Геология Казахстана. Алматы, 2008. - 513 с.

22 Геонауки в Казахстане: (Докл. Каз. Геологов). Алматы: «Каз ГЕО», 2004.

23 Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. Наука, 1977. - 259 с.

24 Дьячков Б.А. Гранитоиды Восточной Калбы и связанные с ними постмагматические образования / Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Тр. Каз ИМС. Алма-Ата, 1966. - С. 69-79.

25 Дьячков Б.А., Мысник А.М., Лопатников В.В. О возрастном соотношении золотого и редкометалльного оруденения в Калба-Нарымском районе / Матер, первой научно-теоретическ. конф. молодых геологов Каз, ССР. Алма-Ата, «Наука» Каз. ССР, 1968. -С. 59-60.

26 Дьячков Б.А., Мысник А.М. К вопросу о возрасте золотого оруденения Калбы / Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1968, вып. 1. -С. 45-47.

27 Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М.: Недра, 1972. - 212 с.

28 Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П., Щерба Г.Н. Алтайский геотектоноген / Геотектоногены Казахстана и редкометалльное оруденение. Алма-Ата: Наука, 1972. -С. 86-144.

29 Дьячков Б.А. О соотношении кунушского комплекса Калбы и редкометалльного оруденения / Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука, 1981. -С. 165-171.

30 Дьячков Б.А., Никитина Т.М., Майорова Н.П. и др. Геология, структура и минералого-геохимическая зональность редкометалльного пегматитового месторождения Калбы // Изв. АН Каз. ССР. Сер. Геол. 1989. № 5. - С. 15-23.

31 Дьячков Б.А., Гавриленко О.Д., Майорова Н.П., Бочкова О.И. Миароловая минерализация гранитов как индикатор оловоредкометалльного оруденения // Записки Всероссийского минералогического общества. № 5, 1992. -С. 16-26.

32 Дьячков Б.А., Никитина Т.М., Майорова Н.П. Метасоматическая зональность в гранитоидах и пегматитовых месторождениях Восточного Казахстана // Вестник ВКГТУ им. Д. Серикбаева. 2001, № 3. -С. 7-17.

33 Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Никитина Т.М., Бухтоярова-Ереза А.А. К проблеме поиска месторождений редких металлов в Восточном Казахстане / Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд: Материалы научной конференции. Иркутск, 3-7 октября 2005. - С. 189-191.

34 Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса: (Рудный Алтай). Алматы, 1994. - 208 с.

35 Дьячков Б.А., Никитина Т.М., Майорова Н.П., Артемьева Е.Л. Основные типы редкометалльных месторождений Калба-Нарыма // Геология Казахстана. 2002. № 1. - С. 25-33.

36 Дьячков Б.А. Перспективы развития горнорудного комплекса в Восточном Казахстане / Горный журнал. № 4-5. 2003. - С. 35-40.

37 Дьячков Б.А., Никитина Т.М., Майорова Н.П. Редкометалльные рудно-магматические системы Восточного Казахстана / Геология Казахстана. Алматы, 2004. - С. 222-229.

38 Дьячков Б.А. Перспективы укрепления минерально-сырьевой базы Алтае-Чингизского региона (Восточный Казахстан) // Известия НАН РК. сер. геол. 2005. №2. - С. 63-79.

39 Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Кузьмина О.Н., Зимановская Н.А., Рахимбаева Б.Б. Рудоносность сутурных зон Восточного Казахстана. Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых: Труды Всероссийской научной конференции с международным участием. Томск, 2005. -С. 37.

40 Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Кузьмина О.Н., Волошина Е.Н. Методология изучения геологии и металлогенических сутурных зон Восточного Казахстана / Современные информационные технологии в геологоразведочной и горнодобывающей отраслях (Технология будущего, доступные уже сегодня): Материалы Международной конференции. Усть-Каменогорск, 6-7 июня 2006г. - С. 29-31.

41 Дьячков Б.А., Полянский Н.В., Сапаргалиев Е.М. и др. Глубинное строение, металлогения и оценка минеральных ресурсов Восточного Казахстана // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2007. №3. - С. 28-40.

42 Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Никитина Т.М. и др. Основные редкометалльные структуры и продуктивные геохронологические уровни Большого Алтая // Актуальные проблемы геологии и геофизики. Матер. науч. конф. Изд-во «Фан» АН РУ. Ташкент, 2007. Т.1. - С. 164-168.

43 Дьячков Б.А., Полянский Н.В., Сапаргалиев Е.М., Майорова Н.П., Никитина Т.М. Глубинное строение и металлогения Восточного Казахстана / Геология Казахстана. Алматы, 2008. -С. 199-211.

44 Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Калкатаев Е.Б., Никитина Т.М., Бухтоярова-Ереза А.А. Состояние научно-исследовательских работ на редкие металлы в Восточно-Казахстанском регионе / Роль университетов в создании инновационной экономики. Мат. междун. научн.-прак. конф. 24-25 сентября 2008г. Усть-Каменогорск, 2008.

45 Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Никитина Т.М., Полянский Н.В. Золоторудные и редкометалльные месторождения Калбы / Рудные провинции Центральной Азии. - Алматы: Казахстанское геологическое общество «Каз ГЕО», 2008. -С. 230-242.

46 Дьячков Б.А., Полянский Н.В., Сапаргалиев Е.М. Выявление закономерностей рудообразования в рудных поясах Восточного Казахстана с выделением продуктивных минерагенических уровней и структур, перспективных на обнаружение месторождений цветных, редких и нерудных полезных ископаемых // Известия НАН РК, Серия геол. 2009. № 1,2. -С. 55-58.

47 Дьячков Б.А., Мизерная М.А., Майорова Н.П. Металлогения геологических структур Восточного Казахстана в системе Центрально-Азиатского подвижного пояса // Вестник ВКГТУ № 2, 2009. -С. 31-38.

48 Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Никитина Т.М., Бухтоярова-Ереза А.А. Перспективы укрепления редкометалльно-сырьевой базы Восточно-Казахстанского региона / Матер. междун. научно-практич. конф. «Сатпаевские чтения» (16-17 апреля 2009 г.) Алматы, 2009. - С. 184-189.

49 Дьячков Б.А., Сапаргалиев Е.М., Майорова Н.П. и др. Перспективы укрепления и развития минерально-сырьевых ресурсов Восточного Казахстана // Вестник ВКГТУ № 3, 2009. -С. 5-14.

50 Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаргалиев Е.М. Рудные пояса Большого Алтая, и оценка их перспектив // Геология рудных месторождений, 2009, том 51, №3. -С. 222-238.

51 Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2012. – 130 с.

52 Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Майоров В.Н., Матайбаева И.Е. Эволюция рудоносности гранитоидного магматизма Калба-Нарымского пояса (Восточный Казахстан) / Гранитоиды: условия формирования и рудоносность. Научная конференция. Киев: Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко, 2013. - С. 54-56.

53 Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Матайбаева И.Е. Геотектонические обстановки формирования и рудоносность гранитоидного магматизма Большого Алтая / Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. Матер. Межд. Геологической конференции. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2014. - С. 101-103.

54 Котлер П.Д., Хромых С.В., Смирнов С.З., Дьячков Б.А. и др. Ar-Ar изотопное датирование редкометалльных пегматитов Калба-Нарымского

батолита (Восточный Казахстан) / Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. Матер. Межд. Геол.конф. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2014. - С. 101-103.

55 Ермолов П.В., Изох Э.П. и др. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. - 245 с.

56 Есимбаев Б.С., Дюсембин Р.Н., Дьячков Б.А. Типы редкометалльных пегматитовых месторождений Калба-Нарымского пояса и их оценка / Матер. IX Республ. научно-технич. конф. студентов, магистрантов, аспирантов и молодых учёных (22-24 апреля 2009). Усть- Каменогорск, ВКГТУ, 2009. - С. 120-122.

57 Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., «Недра», 1978. - 136 с.

58 Каюпов А.К. и др. О геотектоническом районировании Алтае-Чингизского региона // Вопросы геологии и металлогении Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука, 1973. - С. 10-29.

59 Коваленко В.И. Геология и геохимия редкометалльных гранитов. Новосибирск: Наука, 1977. - 208 с.

60 Коротеева А.В., Хомутская И.В., Дьячков Б.А. Асубулакское рудное поле - кладовая уникальных редкометалльных минералов / Матер. VIII Респуб. научн.-техн. конф. студентов, магистрантов и молодых учёных, посвящ. 50-летию ВКГТУ им. Д. Серикбаева (22-24 апреля 2008 г.). - Усть- Каменогорск: ВКГТУ, 2008. - 4. IV. - С. 119-120.

61 Косалс Я.А., Дьячков Б.А., Пушко Е.П. Петрогеохимические критерии расчленения и оценка рудоносности гранитоидов Калба-Нарымской зоны // Магматические и метаморфические формации Казахстана. Алма-Ата, 1986.

62 Кривцов А.И., Волчков А.Г., Крейтер А.Г. и др. Разработка критериев и методика локального прогноза геолого-промышленных типов рудных месторождений. М., 1990. – 295 с.

63 Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые // Под. Ред. Д.В. Рундквиста. Л: Недра, 1978. - 607 с.

64 Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стариграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование): Мат. Российско-Казахстанского научн. Совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. – 85 с.

65 Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стариграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование): Мат. Второго Российско-Казахстанского научного Совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. – 195 с.

66 Котлер П.Д., Хромых С.В., Смирнов С.З., Дьячков Б.А. и др. Ar-Ar изотопное датирование редкометалльных пегматитов Калба-Нарымского батолита (Восточной Казахстан) / Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. Мат. II межд. Геологической конф. 17-20 августа, Новосибирск, Россия - Новосибирск: Изд. СО РАН, 2014. - С.101-103.

67 Кузубный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. - 342 с.

- 68 Лаумулин Т.М., Губайдулин Ф.Г., Шептура В.И. и др. Месторождения редких металлов и редких земель Казахстана. Справочник. Алматы, 1998 - 138 с.
- 69 Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М., ГЕОС, 2000. -С. 204-224.
- 70 Ли Чжао-Лин и др. Геолого-геохимические особенности одного из пегматитовых рудных полей провинции Фу-Цень. Нанкин (КНР), 1982 - 20 с.
- 71 Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М., 1982. - 248 с.
- 72 Любецкий В.Н. Глубинное строение Калбы по геолого-геофизическим данным // Известия АН Каз. СС. сер. геол. 1991г. №5. -С. 66-72.
- 73 Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Бикеев В.С., Шабалина Л.В., Урдабаев А.Т. Особенности строения литосферы Казахстана, определяющие глубинные критерии локализации поясов // Известия НАН РК. Серия геологическая, 2006. №2. - С. 4-15.
- 74 Майорова Н.П. Редкометалльные гранитоидные формации Калба - Нарымского пояса / ВКГТУ. - Усть-Каменогорск, 2004. - 92 с.
- 75 Металлогения Казахстана: Рудные формации. Месторождения руд редких металлов. Алма-Ата: Наука, 1981.
- 76 Миароловые пегматиты / В.Е. Загорский, И.С. Перетяжко, Б.М. Шмакин. - Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 1999. - (Гранитные пегматиты; Т. 3). - 488 с.
- 77 Минерально-сырьевые ресурсы тантала, ниобия, бериллия, циркония и фтора: геология, экономика, технология // Сб. докладов. Усть-Каменогорск, 2003. - 416 с.
- 78 Михалева Л.А. Мезозойская лампрофир-диабазовая формация юга Сибири - Новосибирск: Нука. Сиб. Отд-ние, 1989. - 167 с.
- 79 Мякшин Н.И., Киселев А.Л. Особенности геологического строения месторождений редкометалльных гранитов и перспективы Казахстана на их выявление // Геология и разведка недр. 2003. №2 (7). - С. 22-25.
- 80 Науки о Земле в Казахстане. - Алматы: Казахстанское геологическое общество «Каз ГЕО», 2008. - 362 с.
- 81 Нехорошев В.П. Тектоника и металлогения Алтая и Калбы / Госгеолиздат. М., 1951. - 303 с.
- 82 Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1983. - 295 с.
- 83 Овчинников Л.Н. Прогноз рудных месторождений. М.: Недра, 1992. - 308 с.
- 84 Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Часть 1. Кочкарский рудный район (Южный Урал): Научное издание / Под ред. акад. РАН В.А. Коротеева - Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2004. - 216 с.

85 Омирсериков М.Ш., Исаева Л.Д. Геологодинамическая модель формирования редкометальных месторождений Калба-Нарымской рудной зоны / Геологическая наука независимого Казахстана: достижения и перспективы. Алматы, 2011. - С. 199-203.

86 Основы прогнозирования поисков и перспективной оценки месторождений тантала и ниобия. Под. ред. Н.А. Солодова. М., Недра, 1983. - 245 с.

87 Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г. и др. Калгутинское редкометальное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. – Томск: STT, 2008. - 226 с.

88 Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. Алматы, 2011. – 272 с.

89 Рафаилович М.С., Шевкунов А.Г., Колоскова С.М., Ежков Ю.Б. Вольфрам как индикатор крупных месторождений золота в черносланцевых толщах // Известия НАН РКю Серия геологии и технических наук. №6. 2012.

90 Редкометальное оруденение Казахстана / Щерба Г.И., Кудряшов А.В., Сенчило Н.П. и др. Алма-Ата: Наука, 1988. - 224 с.

91 Редкометалльные пегматиты / В.Е. Загорский, В.М. Макагон, Б.М. Шмакин и др.- Новосибирск: Наука. Сиб. Предприятие РАН, 1997. - (Гранитные пегматиты; Т.2). - 285 с.

92 Редкие металлы и редкие земли Казахстана. – Алматы, 2011. - 277 с.

93 Рудогенез. Сборник научных статей /Мат. Межд. конф. Миасс – Екатеринбург. УрО РАН, 2008. – 346 с.

94 Современные проблемы геологии, минерагении и комплексного освоения месторождений Большого Алтая / Матер. II Междун. НТК, 3-6 июня 2003. Ч.1. ВКГТУ - Усть-Каменогорск, 2003. - 272 с.

95 Солододов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. М., 1962. - 233 с.

96 Степанов А.Е., Тверянкин И.Г., Селифонов И.Е. и др. Минерально-сырьевые ресурсы Верхне-Эспинского месторождения и догаланской площади на комплексное редкометальное (Ta-Tr-Nb-Zr) оруденение (Центральная и северо-западная части Жарма-Саурской зоны, Восточный Казахстан) / Минерально-сырьевые ресурсы тантала, ниобия, бериллия, циркония и фтора: геология, экономика, технология. Сб. докладов. Усть-Каменогорск, 2003. - 416 с.

97 Стучевский Н.И., Багадаев Б.А. Геологическая служба Восточного Казахстана (очерк истории развития, взгляд в будущее) г. Усть-Каменогорск, 2006. - 84 с.

98 Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2. Редкометалльный магматизм: ассоциация пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. М: ИГЕМ РАН, 2006. – 280 с.

- 99 Титов Д.В., Осиков Н.В. Состояние минерально-сырьевой базы и ее потенциал // Минерально-сырьевые ресурсы Восточного Казахстана и их комплексное использование. Усть-Каменогорск, 1999. С. 36-44.
- 100 Ткачев А.В. Глобальные металлогенические в истории Земли / Автореферат докт. диссертации. – М. 2012. 45 с.
- 101 Туркин Ю.А., Федяк С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая / Под науч. Ред. В.М. Исакова. – Томск: STT, 2008. - 460 с.
- 102 Хомичев В.Л., Долгушин С.С., Садур О.Г., Марков В.В. Глубинная модель габбро-монцодиорит-сиеногранитовой формации. Новосибирск: СНИИГГ и МС, 2003 - 110 с.
- 102 Хомичев В.Л., Плутонь- дайки-оруденение. –Новосибирск: СНИИГГ и МС, 2010 - 234с.
- 103 Шавло С.Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта - Алма-Ата: Наука, 1958. - 325 с.
- 104 Шавло С.Г., Кирикилица С.И., Князев Г.И. Гранитные пегматиты Украины. Киев: Наукова думка, 1984. - 264 с.
- 105 Шмакин Б.М. Пегматитовые месторождения зарубежных стран. М.: Недра, 1987. - 224 с.
- 106 Щерба Г.Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае, Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1957. - 216 с.
- 107 Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. О зональном размещении редкометалльного оруденения на Юго-Западном Алтае. Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол., 1979. №2. - С. 18-31.
- 108 Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Рудоносность гранитоидных формаций Юго-Западного Алтая // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол., 1982. №1. - С. 1-9.
- 109 Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984. - 240 с.
- 110 Щерба Г.Н. Глобальный мобилизм (основные положения) // Геодинамика и минерагения Казахстана. Алматы, РИО ВАК РК, 2000. ч. I. -С. 40-45.
- 111 Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Развитие структур Большого Алтая на основе геодинамических реконструкций // Геодинамика и минерагения Казахстана. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. ч..1. -С. 73-81.
- 112 Arblaster J. W. Densities of osmium and iridium: recalculation based upon a review of the latest crystallographic data. Platinum Metals review 33 (1). 1989 - P. 14-16.
- 113 Dyachkov B.A., Maiorova N.P. The rare metal deposits of the Kalba region in East Kazakhstan / Granite-Related ore deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. St. Petersburg, 1996. -P. 229-242.
- 114 Dyachkov B., Maiorova N., Nildtina T., Gavrilenko O., Buchtoyarova-Ereza A. East- Kazakhstan rare earths deposits formation and its specific character / 32nd International geological congress. Florence-Italy. August 20-28, 2004.

115 Dyachkov B.A., Maiorova N.P., Nikitina T.M., Buchtoyarova-Ereza A.A., Kuzmina O.N. Laws of formation and rating of rare metals deposits, prospects in East Kazakhstan / Understanding the genesis of ore deposits to meet the demands of the 21-st century 12-th quadrennial IAGOD symposium Moscow 21-24 august. 2006. -18p.

116 Dyachkov B.A., Maiorova N.P., Nikitina T.M., Polyansky N.V., Kadenov N. Kalba gold and rare-metal deposits // International geological congress/ Oslo 2008. 6-14 August. Abstract.

117 Dyachkov B.A. Kalba-Narim rare metal belt geotectonic position, geology and metallogeny characteristics, prognostic-prospecting criteria and new perspective // International geological congress. Australia 2012. \

118 Dyachkov B.A., Zimanovskaya N., Mataibayeva I/ Rare metal deposits of the East-Kazakhstan geologic position and prognostic criteria // Open Journal of Geology. 2013. 3. -P. 404-409.

119 Dyachkov B.A., Omirserikov M., Zimanovskaya N. About metallogenic Zoning of Geological Structures of the Great Altai / Saint Peterburg International Conference. Saint Peterburg, Russia. 2014.

120 Crouse R.A., Cerny P. The Tanko pegmatite at Bernik Lake, Manitoba. I/ Geology and paragenesis // Can. Miner.-1972.-Vol. 11, pt. 3. – P. 591-608.

121 Gong Y. Formation and characterization of the iridium tetroxide molecule with iridium in the oxidation state +VIII. Andewandite Chemie international edition 48 (42). 2009. - P. 7879-7883.

122 Mataibayeva I.E., Dyachkov B.A., Chernenko Z.I. et al. The content of tantalum in granitoids of Kalba / Materials of International scientific and practical conference Green economy is the future of humanity. Part V. Ust-Kamenogorsk, 2014. pp. 285-296.

123 Morgan G.B., London D. Alteration of amphibolitic wallrocks around the Tanco rare-element pegmatite, Bernic Lake, Manitoba // Amer. Mineral.-1987. Vol. 72. H. 1097-1121.

124 Zou Tianren, Cao Huizhi, Wu Boping. Pegmatites of Altai province, Xinjiang // Acta Geol. Sinica.-1989. Vo. 2. № 1. -P.45.

125 Zagorsky V.Ye., Vladimirov A.G., Makagon V.B. et al. Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere. Russian Geology and Geophysics 55 (2014). - P. 237-251.

126 Дьячков Б.А., Матайбаева И.Е., Фролова О.В., Гавриленко О.Д. Типы редкометалльных месторождений Восточного Казахстана и их оценка. Горный журнал, № 8, 2017 – С. 45–50.

127 Гавриленко О.Д., Фролова О.В., Матайбаева. Особенности вещественного состава пород и руд редкоземельного месторождения Верхнее Эспе (Восточный Казахстан). Труды Международных Сатпаевских чтений «Научное наследие Шахмардана Есенова», Алматы, 12 апреля 2017 – С. 82-85.